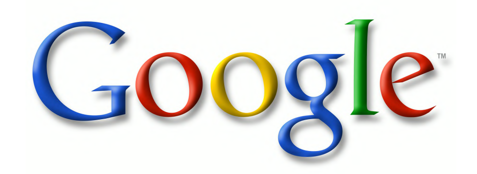
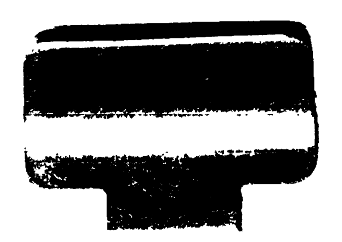






Die

Magneteisenerzlager

von

Schmiedeberg im Riesengebirge.

Inaugural - Dissertation

zur

Erlangung der Doctorwürde

der

hohen philosophischen Facultät

der

Universität Leipzig

vorgelegt

von

Georg Berg

aus Dresden.



Berlin 1903.

Buchdruckerei A. W. Schade

Schulzendorfer Strasse 26.

Seinen lieben Eltern

gewidmet

vom Verfasser.

Inhaltsübersicht.



Die Magneteisenerzlager von Schmiedeberg im Riesengebirge.

Vorbemerkung.

Die vorliegende Arbeit wurde von mir im mineralogischen Institut der Universität Leipzig gefertigt. Ein guter Theil der Vorarbeiten, besonders die Kartirung der Umgegend und die Durchforschung der Gruben, welche im August 1901 erfolgte, fällt jedoch in die Zeit, während welcher ich an der Freiberger Bergakademie als Assistent thätig war.

Es sei mir an dieser Stelle gestattet meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. Beck in Freiberg, welcher mir die Anregung zu dieser Arbeit gab, sowie Herrn Geheimen Rath Prof. Dr. Zirkel, welcher die petrographische Untersuchung des Materials leitete, meinen ehrerbietigsten Dank auszusprechen.

Grossen Dank schulde ich auch der Bergdirection der Laurahütte-Gesellschaft, sowie dem Aufsichtspersonal der Bergfreiheitgrube für ihr freundliches Entgegenkommen bei den Untersuchungen unter Tage.

Einleitung.

Das Städtchen Schmiedeberg liegt am Nordfusse des Riesengebirges unter $50^3/_4{}^0$ nördl. Breite und $33^1/_2{}^0$ östl. Länge von Ferro.

Wie schon der Name Schmiedeberg andeutet, ist seit den ältesten Zeiten in der Umgegend des Städtchens ein reger Eisensteinbergbau umgegangen und das »Schmiedebergisch Eisen«, welches aus den Erzen niedergeschmolzen wurde, war weit über die Grenzen Schlesiens hinaus berühmt und begehrt.

Deutliche Kunde von dem alten Bergbau geben uns die Pingen und verbrochenen Baue, welche die Hänge des Leuschnerberges und des gegenüberliegenden Kuhberges bedecken.

Es ist das Verdienst Hermann Weddings, in einem Aufsatze über »Die Magneteisensteine von Schmiedeberg«[1]) die Geschichte dieses Grubenbetriebes bis 1859 zusammengestellt zu haben, in Verbindung mit einer 16 Seiten umfassenden Schilderung der Lagerstätte und ihrer Umgebung vom orographischen, geologischen und mineralogischen Standpunkt.

In Bezug auf die geschichtliche Entwickelung sei daher auf obigen Aufsatz verwiesen und nur kurz erwähnt, dass im dreissigjährigen Kriege der Bergbau zum Erliegen kam, und dass seit Beginn des 19. Jahrhunderts mehrfach Versuche gemacht wurden, ihn wieder zu beleben. Erst als 1854 die Vorwärtshütten-Gesellschaft den Betrieb der Gruben übernahm, kam ein regulärer, Gewinn bringender Bergbau wieder zu Stande, und in neuerer Zeit werden die Eisenerzlager der Bergfreiheit-Grube von der »Vereinigten Königs- und Laurahütte - Actiengesellschaft« in grossem Stile abgebaut und sind bereits bis zu einer Teufe von 395 m aufgeschlossen.

---

[1]) Dr. H. Wedding, Die Magneteisensteine von Schmiedeberg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1859, S. 399 ff.

1. Kapitel.

Die geologischen Grundzüge des Riesengebirges.

Die grosse Kette der Sudeten, welche sich längs der ganzen SW.-Grenze Schlesiens hinstreckt, setzt sich aus zwei orographischen Grundstöcken zusammen, aus dem Riesen- und Isergebirge im NW. und dem Altvatergebirge im SO. Die anderen Gebirgsgruppen gliedern sich mehr oder weniger eng an die Hauptmassive an.

Der nordwestliche Grundstock besteht aus 3 parallelen Bergzügen. Der nördliche, etwas abgesonderte Zug wird als Isergebirge bezeichnet, der mittlere und der südliche, die beiden Kämme des eigentlichen Riesengebirges, verschmelzen mit einander an der Schneekoppe, und bei Spindelmühl wird der südliche vom Thal der Elbe durchbrochen.

Auch geologisch bildet das Iser- und Riesengebirge ein einheitliches Ganzes. Ein Granitmassiv wird von krystallinen Schiefern im Allgemeinen mantelförmig umlagert. Die Schiefer sind am Granitmassiv steil aufgerichtet und nehmen nach aussen zu immer flachere Lagerung an. Concordant ruhen auf ihnen die älteren Formationen, während die jüngeren in horizontalen Schichten, also discordant, die äusseren Partien des Schiefermantels überlagern.

Nicht überall wird der Granit von den Schiefern vollkommen mantelförmig umschlossen, sondern es kommen auch Stellen vor, wo die Granitgrenze die Schichten des Grundgebirges quer durchschneidet. Derartige Erscheinungen treten in grossem Maassstabe am W.- und N.-Rande des Massives auf, fehlen aber auch nicht an dem östlichen Granitrand, wo sie besonders bei Schmiedeberg und Kupferberg zu beobachten sind.

Nach SUESS[1]) gehört das Riesengebirge dem variscischen System an, also jenem gewaltigen Gebirgsbogen, welcher sich in

[1]) SUESS: Das Antlitz der Erde II, 1888.



der mittleren Carbonzeit in Central-Europa emporwölbte, und als dessen Reste sämmtliche deutsche Mittelgebirge mit Ausnahme des südlichen Böhmerwaldes zu betrachten sind.

Ob in die damalige Zeit die Injection und Erstarrung des centralen Granitmassives zu verlegen ist, oder ob der Granit schon früher erstarrte, wie es von verschiedenen Seiten angenommen wird, und als fester Stock sich im Centrum der Aufwölbung heraushob, lässt sich wohl zur Zeit noch nicht sicher entscheiden, und erst die planmässige Durchforschung des Gebirges von Seiten der Königl. Preuss. geol. Landesanstalt wird hier einst die gewünschte Klarheit schaffen.

Der Centralgranit ist ein Biotitgranit von meist schwach porphyrartiger bis gleichkörniger Structur, doch kommen auch Varietäten von stark porphyrartigem Habitus vor. Die Gesteine des Schiefermantels entsprechen zum grossen Theile den mittleren Etagen der krystallinen Schieferformation, also den feinschuppigen Gneissen und Glimmerschiefern des Erzgebirges. Besonders der südliche und südöstliche Theil setzt sich fast nur aus Glimmerschiefern, Hornblendeschiefern und Chloritschiefern, sowie aus Chlorit- und Hornblendegneissen zusammen und führt reichlich linsenförmige Einlagerungen von krystallinem Kalkstein.

Im nördlichen Theile tritt hingegen auch viel grobflaseriger Gneiss mit grossen Feldspataugen auf, sowie ein Zweiglimmergranit, welcher stofflich vom Gneisse nicht wesentlich verschieden zu sein scheint.

v. RAUMER[1]) nahm daher an, dass der Gneiss vom Zweiglimmergranit petrographisch nicht getrennt werden dürfe, sondern nur eine gneissartige Modification desselben sei, während in neuester Zeit MILCH[2]) den Zweiglimmergranit als eine Varietät des Biotitgranites auffasst und zum Augengneiss also in gar keine Beziehung bringt.

Er stützt sich dabei lediglich auf Untersuchungen des Streifens

---

[1]) cfr. JUSTUS ROTH: Erläuterungen zu der geognostischen Karte vom niederschlesischen Gebirge, 1867, p. 8.

[2]) MILCH: Beiträge zur Kenntniss der granitischen Gesteine des Riesengebirges. II. Theil. Neues Jahrb. f. Min. etc. XXV. Beilage-Band. 1. Heft.



Granit bei Gablonz, der sich dem Biotitgranit auch räumlich eng anschliesst, und nicht des Zweiglimmergranites, der sich bei Hirschberg findet, und der seiner Lagerungsform nach durchaus nicht als eine Modification des Centralgranites erscheint.

Eine Contactwirkung des Centralgranites auf den Schiefermantel lässt sich überall dort nachweisen, wo der gleichmässig körnige oder schwach porphyrartige Granit direct an die Glimmerschiefer grenzt, auch wenn dieselben, wie am Hochstein im Isergebirge, nur eine Einlagerung in den grobflaserigen Gneissen bilden. Die Gneisse scheinen einer contactmetamorphen Veränderung durch den Granit nicht fähig zu sein, und wenn der Granit ausgesprochen porphyrartig wird, wie bei Schmiedeberg, so ist seine Wirkung so gering, dass deutliche Contactphänomene nur in den angrenzenden Kalksteinen sich geltend machen.

Die eben entworfene, kurze Darstellung der geologischen Grundzüge des Riesengebirges würde jedoch ein ganz falsches Bild erzeugen, wenn nicht hinzugefügt würde, dass das geologische und das geographische Centrum des Gebirges nicht zusammenfallen.

Die heutige Gestalt des Riesengebirges wird viel weniger durch den Bau des alten variscischen Systemes beeinflusst, als durch die gebirgsbildenden Processe in der Tertiärformation.

An einer Anzahl Bruchlinien sank der nördliche und südliche Theil des Gebirges ab, und die heutigen Kammlinien werden durch diese Abbrüche bestimmt, die alle in naher Beziehung zur Lausitzer Hauptverwerfung stehen. So kommt es, dass der Centralgranit sich weit hinauserstreckt in die Ebene des Hirschberger Thales, und dass die höchste Erhebung des Gebirges, die Schneekoppe, sich auf der Grenze des Granites mit den Schiefern befindet.

2. Kapitel.

Der geologische Bau der Umgegend von Schmiedeberg.

Um die geologischen Verhältnisse von Schmiedeberg im Einzelnen genau festzustellen, wurde im August des Jahres 1901 von mir in der Umgegend der Lagerstätten eine Fläche von 20 km^2 geologisch auf dem Messtischblatte kartirt.

Dies Gebiet streckt sich 5 km in nordsüdlicher und 4 km in ostwestlicher Richtung. Die 4 Ecken sind etwa durch folgende Punkte markirt:

NO. Spitzberg oberhalb der Victoriahöhe.

SO. »Die Scheibe« östlich vom Ausgespann an der Liebauer Chaussee.

SW. Die Grenzbauden.

NW. Der Kaffeeborn in den Schmiedeberger Waldanlagen.

Die Karte gehört zum grössten Theil dem Meesstischblatt Schmiedeberg an, nur ein 620 m breiter Streifen am Westrande gehört zu Blatt Krummhübel. Sie begreift in sich das ganze Quellgebiet des Eglitzbaches und einen kleinen Theil des Thales und der Ortschaft von Städtisch-Dittersbach.

Der W. und NW. umfasst den O.-Abfall des Schmiedeberger oder Forstkammes, sowie des vorgelagerten Ochsenberges, der O. und NO. das S.-Ende des Landeshuter Kammes, den sogen. Leuschnerberg. Von S. schiebt sich zwischen beide hinein das Massiv des Molkenberges, welches das N.-Ende jenes Querriegels bildet, der sich als Langenberg und Kolbenberg von Marschendorf aus in nördlicher Richtung durch die böhmischen Vorberge hindurchzieht.

Zwischen dem Leuschnerberg und dem Molkenberg liegt eine Passeinsenkung, über welche die grosse Kunststrasse von Schmiedeberg führt, um sich dann in zwei Zweige nach Landeshut und Liebau zu theilen. Der tiefste Punkt des Gebietes liegt am N.-Rand, 480 m über NN., der höchste am W.-Rand, 1170 m über NN. Diese grossen Höhendifferenzen bieten für die Kartirung eine bedeutende Schwierigkeit. Die Verrollung ist an den steilen Abhängen so ausserordentlich gross, dass die Lesestücke des anstehenden Gesteines oft nur spärlich unter den verrollten Stücken des darüber ausstreichenden zu finden sind. Auch die Sturzbäche, welche im Frühjahr mit elementarer Gewalt in jedem kleinen Thälchen niederströmen, bringen grosse Verschleppungen des Detritus hervor, so dass bei der Aufzeichnung der Gesteinsgrenzen eine gewisse Unsicherheit bleibt. Hierzu kommt noch, dass die dichte Bewaldung, welche über drei Viertel des Gebietes

bedeckt, die Auffindung von anstehenden Felsköpfen und älteren künstlichen Aufschlüssen sehr erschwert.

Geologisch sondert sich das kartirte Gebiet in 3 Hauptabtheilungen, von denen jede in Bezug auf Lagerungsform und Gesteinscharakter eine gewisse Selbstständigkeit besitzt.

Den Norden nimmt der porphyrartige Granit ein. Seine S.-Grenze läuft etwa vom Kaffeeborn, nahe der NW.-Ecke, in südöstlicher Richtung und erreicht das Eglitzthal unterhalb des Forsthauses; von hieraus läuft sie ziemlich gerade nach der NO.-Ecke hinter dem Spitzberge. Grössere petrographisch abweichende Partieen waren im Bereich des porphyrartigen Granites nicht festzustellen. Landschaftlich unterscheidet sich dieses nördliche Gebiet sehr wesentlich von den beiden südlichen, indem der porphyrartige Granit die flachwellige, nach S. sanft ansteigende Ebene einnimmt, die die Schmiedeberger Bevölkerung von Alters her dem Walde abgerungen hat, um sie dem Feld- und Wiesenbau dienstbar zu machen. Sumpfige Wiesen in den flachen Thalmulden, wogende Getreidefelder an den Gehängen und kleine Laubholzgebüsche auf den Kuppen der Hügel kennzeichnen das Gelände. Nur der östliche Theil gehört den Waldgehängen des Landeshuter Kammes an, aber auch hier hebt sich der einzige nur aus diesem Granit bestehende Berg durch seine kuppenförmige Gestalt so deutlich hervor, dass ihn das Volk seit Jahrhunderten im Gegensatze zu den langgestreckten Höhenrücken des Gneissgebietes als Spitzberg bezeichnet.

Weniger scharf ist der Unterschied des landschaftlichen Charakters der mittleren und südlichen Gesteinsgruppe, welche beide der Formation der krystallinen Schiefer angehören. In der Mitte und im W. herrschen Gneisse und Glimmerschiefer von ausserordentlich wechselndem petrographischem Charakter vor, welche früher übereinstimmend als Schmiedeberger Gneisse bezeichnet wurden; im SO. stehen fast ausnahmslos Hornblendeschiefer und Glimmerschiefer an. Die Grenze läuft in leicht geschwungenem Bogen von der SW.-Ecke bei den Grenzbauden diagonal nach NO, bis an die Zwieselung des Arnsberger Thales und folgt dem einen Arme desselben ostsüdöstlich bis an den

Pass, um dann wieder die alte Richtung einzunehmen und im O. des Schäfersteines die Grenze der Karte zu erreichen.

Das ganze Gebiet ist dicht bewaldet, nur am S.-Abhang des Passes oberhalb Dittersbach und auf dem Molkenberg wird an den sonnigen Gehängen Feld- und Wiesenbau betrieben. Zwischen die langgestreckten, geradlinigen Höhenzüge senken sich steil abfallende Thäler ein. Im Gebiete des Schmiedeberger Gneisses ist der Boden vorzugsweise mit grösseren, plumpen Rollblöcken bedeckt, im südöstlichen Theil herrschen kleinere Lesesteine vor, und festere Schichten (meist Amphibolite) heben sich oft als kammartige Felsklippen aus dem Boden hervor.

Das gemeinsame Schichtenstreichen der krystallinen Schiefer wird schon durch die vorhin erwähnte Grenzlinie charakterisirt. Es herrscht also im Allgemeinen ein Streichen von N. 30° O. vor, bei steilem Einfallen nach SO. Längs einer Linie, die sich vom Kaffeeborn aus über den Pass erstreckt, biegen die Schichten rechtwinklig um, laufen eine Strecke in südöstlicher Richtung und nehmen dann wieder das erste Streichen an. Die Umbiegung ist im N. durch Schichtenstreichen und Grenzverlauf scharf und deutlich markirt, nach dem Pass zu und über diesen hinaus scheint sie sich aber zu verflachen. Besonders westlich vom Pass scheint an den allerdings sehr schlechten Aufschlüssen das Schichtenstreichen dem allgemeinen Aufbau mehrfach zu widersprechen. Es liegen hier entweder complicirte Stauchungen vor, oder die Schichtenköpfe sind nahe der Oberfläche durch eine Art Hakenwerfen verbogen. Der geplante Eisenbahntunnel unter dem Pass hindurch wird hierüber vielleicht sichere Auskunft gewähren. Die Vorarbeiten an der Stelle, wo das Mundloch desselben angesetzt werden soll, haben unter der sehr mächtigen Alluvion ein Schichtenstreichen von N. 40° W. ergeben.

Das Verhalten der Südgrenze des porphyrartigen Granites zum Schichtenbau ist folgendes. Vom W.-Rand bis an das Thal des Jockelwassers schneidet der Granit die Schiefer querschlägig, dann legen sich dieselben in Folge ihrer Umbiegung mantelförmig an das Massiv an, und vom Eglitzthal aus schneidet die Granitgrenze die Schichtung unter einem sehr spitzen Winkel.

Auffallend ist die Tendenz der Thäler sich dem Schichtenstreichen parallel zu stellen. Jockelwasser, Grunzenwasser, oberer Hirschgrund und Dittersbacher Thal sind hierfür Beispiele, und die Längsrichtung des Landeshuter Kammes stimmt ebenfalls mit dem allgemeinen Streichen überein, sodass der Kamm, genau wie die Schichtung, von der Granitgrenze spitzwinklig überschnitten wird.

Von den Thalalluvionen ist wenig zu sagen. Nur im unteren Theile des Eglitzthales (Ober-Schmiedeberg) sind sie deutlich ausgesprochen. In den tief eingeschnittenen Waldesthälern sind sie meist vom seitlich herabkommenden Gehängeschutt völlig überrollt. So bilden die Thalgründe ein wüstes Chaos riesiger Steinblöcke, durch welches sich im Sommer das spärliche Wasser nur mit Mühe hindurchwindet, während im Frühjahr die Wassermassen den Steinschutt in Bewegung bringen und verheerend in die Tiefe wälzen. Grossartige Sicherungsbauten sind daher zum Beispiel im Thale des Grunzenwassers angelegt, um die Ortschaft Arnsberg vor ähnlichen Verheerungen zu schützen, wie sie im Jahre 1897 das Hochwasser durch die herabgebrachten Felsblöcke anrichtete.

3. Kapitel.

Der jüngere, porphyrartige Granit.

Der porphyrartige Granit von Schmiedeberg hat schon eine eingehende wissenschaftliche Bearbeitung von Seiten des Herrn Dr. MILCH[1]) erfahren. Er fasst ihn ebenso wie KLOCKMANN[2]) nicht als selbstständigen Gesteinstypus, sondern als eine ausgeprägt porphyrartige Modification des riesengebirgischen Normaltypus auf.

Im Gebiete unserer Karte ist frisches Material wegen der starken Verwitterung des Gesteines nur in der Gegend des Spitzberges zu erhalten. Die Hauptmassse ist hier feinkörnig-krystallin

---

[1]) MILCH, Beiträge zur Kenntniss der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Neues Jahrbuch, XII. Beilage-Band, S. 115.

[2]) KLOCKMANN, Beitrag zur Kenntniss der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft 1882, S. 373



und enthält nur wenige winzige Glimmerschüppchen. In ihr liegen eingebettet grosse, blassrothe Orthoklaskrystalle, graue, durchscheinende Quarze und grössere, rabenschwarze Biotitblätter. Stellenweise häufen sich die Biotite und bilden mit dem kleinkörnigen Feldspath der Hauptmasse, deren Quarzgehalt dann sehr zurücktritt, basische Ausscheidungen. Die grossen Quarze bestehen meist aus einem Individuum, aber zeigen keine deutliche krystallographische Umgrenzung, sondern bilden rundliche Körner, die wahrscheinlich durch randliche Resorbtion ehemaliger Dihexaëder entstanden sind. Die grossen, blass-fleischrothen Orthoklaskrystalle sind oft von einer weisslichen Plagioklasrinde umwachsen. Eine nicht ganz frische Gesteinsprobe aus der Norwestecke des Gebietes zeigte wesentlich reichere Betheiligung der Grundmasse, die hier eine dunklere, leberbraune Farbe besitzt und weniger Biotit führt.

MILCH giebt in seiner erwähnten Abhandlung Beschreibung zweier Gesteinsproben mit Analysen von W. HERZ, welche unserer Schmiedeberger Varietät angehören. Die eine stammt vom Landeshuter Kamm. Die dicht erscheinende Grundmasse ist hier panidiomorph, in ihr liegen grössere Feldspäthe, Quarze und untergeordnet Biotitblätter. Quarz und Feldspath zeigen »poikilitische« Verwachsung. Die chemische Zusammensetzung dieser Probe ist folgende:

SiO_2	72,92
Al_2O_3	17,77
Fe_2O_3	0,20
FeO	1,09
CaO	2,17
MgO	0,79
K_2O	2,65
Na_2O	1,24
H_2O	1,35
	100,18.

Eine andere von W. HERZ analysirte Probe stammt vom Sauberge bei Schmiedeberg. Die Einsprenglinge walten gegen die

feinkörnige bis dichte Grundmasse vor. Man findet rothe Orthoklase, weisse Plagioklase, Quarzdihexaëder und kleine Biotitblättchen. Die Analyse ergab hier:

SiO_2	72,04
Al_2O_3	15,98
Fe_2O_3	1,08
FeO	1,70
CaO	2,11
MgO	1,08
K_2O	3,45
Na_2O	2,22
H_2O	0,66
	100,32.

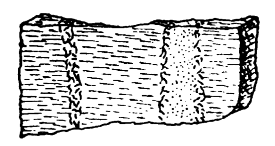
Zur Charakteristik unseres Granites sei endlich noch hinzugefügt, dass derselbe Orthit führt.

Infolge seines Reichthums an grossen Feldspathkrystallen zeigt das Gestein eine äusserst tiefgründige Verwitterung, wodurch auch die sanftwelligen Landschaftsformen und das Fehlen von Blockanhäufungen in diesem Granitgebiet zu erklären sind. Im ganzen Bereich unserer Karte findet man keinen eigentlichen Steinbruch, sondern nur Kiesgruben, deren Material, wenn es genügend glimmerarm ist, durch einen Waschprocess vom Quarz befreit wird und dann als minderwerthige Porzellanerde Verwendung findet, so dass in Oberschmiedeberg eine nicht unbedeutende Porzellanindustrie besteht, die sich besonders mit der Herstellung elektrischer Isolatoren beschäftigt.

Am Salband wird das Gestein feinkörniger und nimmt die Gestalt eines blassrothen Aplites an, welcher gern eine polyedrische Absonderung zeigt. Vor Allem aber ist das ganze Massiv von jüngeren, schmalen Aplitgängen durchschwärmt, welche bei der Verwitterung als etwas widerstandsfähiger sich herausheben. Diese Gänge häufen sich besonders an der Gesteinsgrenze, und die Oberfläche des Spitzberges ist z. B. mit einem wahren Netz von solchen eistenförmigen Aplitgangausstrichen überzogen. Häufig setzen diese Gänge auch ein Stück in den benachbarten Schmiedeberger

Gneiss hinein und führen dann nicht selten eine $^1/_2$ bis 1 cm breite, grobkörnige, pegmatitartige Randzone, oder, wenn die Trümchen selbst nicht viel stärker sind als 1—2 cm, so wird die ganze Füllung derselben pegmatitähnlich und dabei etwas glimmerreicher. Fig. I stellt ein lagengneissartiges Gesteinsstück dar, welches von einem 9 cm breiten Aplitgang mit pegmatitischer

Fig. I.



Randzone und einem 1 cm breiten Pegmatitschnürchen durchzogen wird. Dasselbe wurde nahe der Granitgrenze im Walde oberhalb der Victoriahöhe gefunden.

Die mikroskopische Untersuchung eines solchen Aplites von anderem Fundort (Granitgrenze am Fuss des sogenannten Wochenbett) ergab eine reichliche Betheiligung von Mikroklin und Plagioklas, ersterer oft mit Orthoklas in unregelmässigen Streifen verwachsen. Der Mikroklin ist meist völlig einschlussfrei, während Orthoklas und Plagioklas durch Einschlüsse vollkommen getrübt erscheinen und nur am Rande klare, regenerirte Zonen aufweisen. Mikropegmatitische Verwachsung von Quarz und Feldspath ist stellenweise in sehr hohem Maasse zu beobachten. Der spärliche Biotit zeigt die Spuren angehender Zersetzung durch Ausscheidung von Eisenoxydstaub und winzigen Rutilnädelchen.

4. Kapitel.

Der geologische Charakter des sogenannten Schmiedeberger Gneisses.

Die sogenannte Schmiedeberger Gneissformation besteht aus einer grossen Anzahl verschiedener Gesteinsvarietäten. Da die Aufzeichnung aller einzelnen Typen auf der Karte nicht wohl möglich gewesen wäre, so wurden dieselben in 3 grosse Gruppen getrennt, eine Eintheilung, welche sich auch bei der mikroskopi-

schen Untersuchung des Materiales als durchaus gerechtfertigt erwies.

Die 3 Gruppen umfassen:

A. Gesteine, welche man als Augengneisse, Lagengneisse und Granitgneisse bezeichnen müsste, wenn man sie als echte Glieder der Gneissformation betrachten wollte. Mit ihnen sind granitisch-körnige Gesteine durch allmähliche Uebergänge verbunden. Sie sind sämmtlich glimmerarm und feldspathreich.

B. Glimmerschiefer und feinschuppige Gneisse, welche Gruppe wir kurz als die Glimmerschieferformation zusammenfassen wollen;

C. einen dünnschichtigen Wechsel von Amphiboliten, Glimmerschiefern, Kalksteinen, Kalksilikatgesteinen und eingeschalteten Magneteisensteinlagern. Diese Gruppe wollen wir nach WEDDING's Vorgang kurz als Erzformation bezeichnen.

B und C liegen mit A in auskeilender Wechsellagerung, indem sie sich zungenförmig in die Gesteinsgruppe hinein erstrecken, wobei jedoch die Concordanz überall völlig gewahrt bleibt. C bildet am Ende einer dieser Zungen einen Gesteinskörper, welcher sichtlich als Vertretung von B auftritt und mit dieser Gruppe trotz der grossen petrographischen Verschiedenheit eine stratigraphische Einheit bildet.

Die Gesteine der Gruppe A zeichnen sich vor den anderen aus durch einen häufigen Wechsel ihrer Structur bei gleichbleibender mineralischer Zusammensetzung, und zwar tritt dieser Wechsel nicht nur zwischen verschiedenen Bänken auf, sondern er macht sich sehr stark auch in streichender Richtung geltend, so dass die Gesteine desselben Horizontes ganz verschiedene Structur aufweisen. Noch auffälliger ist es, dass das Gestein auf weite Strecken hin der Schieferung, ja selbst der geringsten Anzeichen von Flaserung entbehrt und vollkommen granitisch-körnig erscheint.

Es liegt ausserordentlich nahe, alle Gesteine dieser Gruppe als gestreckte Granite aufzufassen, deren Streckung, wie später

gezeigt werden soll, theils primärer, theils secundärer Natur ist. Hierfür spricht z. B. schon der Umstand, dass die gneissartigen Gesteine unseres Gebietes den gestreckten Turmalingraniten von Gottleuba in manchen Varietäten zum Verwechseln ähnlich sehen.

In der That kann an der echt granitischen Natur der Gesteine mit zurücktretender Flaserung kaum ein Zweifel aufkommen. Der Reichthum an grossen Feldspäthen, der schnelle Wechsel im Korn, das Auftreten von pegmatitähnlichen und turmalinführenden Partien ist mit der Zugehörigkeit der Gesteine zu echten Gneissen ganz unvereinbar. Am besten kann man diese Erscheinungen an der Westgrenze der Karte, an dem Gehänge, das sich vom »weissen Born« nach dem Jockelwasserthale herabsenkt, beobachten.

Mit wenig Mühe lassen sich die Varietäten des Granites im gneissartig gestreckten Gebiet wiederfinden. Den ganz grosskörnigen Graniten entsprechen die Augengneisse, den feinkörnigeren die Lagengneisse. Im obersten Theile des Grunzenwasserthales, dem sogenannten Goldloch, wurde sogar ein Gneiss gefunden, der sich nur durch seine flaserig-schuppige Structur von gewissen aplitischen Modificationen, die am Gehänge des Jockelwasserthales vorkommen, unterscheidet. In demselben treten vereinzelt porphyrische Feldspathaugen und grössere Quarzlinsen in der feinflaserig gestreckten Hauptmasse auf, genau wie man dies an den erwähnten aplitischen Gesteinen beobachten kann.

Sehr einfach erklärt sich auch aus der granitischen Natur des Gesteines eine Erscheinung, die am Tabaksteig, an dem Westrande der Karte gefunden wurde. Hier liegen in dem zur Glimmerschieferformation (B) gehörigen feinschuppigen Gneisse Quarzfeldspatheinlagerungen von 1—2 cm Mächtigkeit, während das Gestein von kleinen Turmalinnädelchen durchspickt ist. Wahrscheinlich handelt es sich um kleine Apophysen des Granites, von welchen aus eine Turmalinisirung stattgefunden hat.

Endlich sei schon hier darauf hingewiesen, dass auch das mikroskopische Bild der gneissartigen Gesteine sehr für die granitische Natur derselben spricht, und dass namentlich eine ausgeprägte Kataklasstructur in denselben sehr verbreitet ist. Am



vollkommensten tritt sie auf in einem weissen, lagenförmigen Gestein, welches nördlich oberhalb der letzten Häuser von Arnsberg auf einer Waldwiese in zahlreichen Lesesteinen zu finden ist.

5. Kapitel.

Die ungestreckten Granitpartien des sog. Schmiedeberger Gneisscomplexes.

Obwohl auch in den nicht gneissartig gestreckten Gebieten der Granit durch Druckwirkung wahrscheinlich manche Veränderung erfahren haben mag, so kann man doch noch ziemlich leicht den ursprünglichen Charakter des Gesteines aus diesen Partien eruiren.

Vor Allem ist das Gestein in fast allen seinen Varietäten sehr reich an Feldspath und sehr arm an Glimmer. An Feldspäthen machen sich unter dem Mikroskop Orthoklas, Mikroklin und Plagioklas bemerklich, letzterer scheint sogar bisweilen vorzuwalten. An Glimmern tritt sowohl Biotit als Muskovit auf. Ferner ist charakteristisch das häufige Auftreten von Turmalin vor Allem in den pegmatitähnlichsten Zonen, die besonders arm an Glimmer und besonders reich an Feldspath sind.

Sehr häufig hat der Quarz des Gesteines, namentlich wenn er in grösseren Körnern auftritt, eine auffallend bläulich graue Farbe, die sich bis zu einem ausgesprochenen trüben Blau steigern kann, wodurch der Granit der eigenthümlichen Rumburger Gesteinsart ausserordentlich ähnlich wird.

Weniger leicht als die mineralische Zusammensetzung lässt sich die Structur des Gesteines mit Sicherheit bestimmen, weil hier eben die überall auftretende Druckwirkung einen verwischenden Einfluss ausgeübt hat. So viel steht wohl fest, dass dieselbe durchaus nicht etwa im ganzen Gebiet einheitlich gewesen ist. Es wird im Gegentheil der häufige Wechsel in der Structur des gestreckten Gesteines in den meisten Fällen in einem Structurwechsel des ursprünglichen Granites seinen Grund haben.

Unter den ungestreckten Varietäten walten meist gleichmässig körnige Gesteine vor und zwar sowohl klein- bis mittelkörnige als

auch sehr grobkörnige, nur selten haben sie Neigung zu porphyrartigem Gefüge. Wenn wir aber unter den gestreckten dann Augengneisse mit riesigen Feldspäthen finden und solche, wie sie vom Goldloch vorhin beschrieben wurden, mit einzelnen Feldspathaugen in ganz feinkörniger Grundmasse, so können wir uns des Eindruckes nicht erwehren, dass auch ausgesprochen porphyrartige Varietäten sich am Aufbau des Massives betheiligten. Vielleicht sind diese gegen den Druck weniger widerstandsfähig gewesen, und daher ausnahmslos schiefrig geworden, während von den gleichmässig körnigen ein Theil erhalten blieb.

Häufig sind in allen mikroskopischen Präparaten die Spuren mikropegmatitischer Verwachsung, die namentlich in den aplitartigen Varietäten auftreten. Man findet rundliche und schlauchförmige Einschlüsse von Quarz nicht nur im Orthoklas, sondern sehr oft auch im Plagioklas, dessen Zwillingsbau sie dann in keiner Weise beeinträchtigen. Die zarten Zwillingsstreifen werden an der Grenze des Quarzes einfach abgeschnitten, um an der entgegengesetzten Seite desselben in gleicher Richtung und Regelmässigkeit wieder zu beginnen.

Die blauen Quarze zeigen sich im Schliff durchzogen von einem Netze feinpunctirter Linien, welche sich bei starker Vergrösserung als Myriaden winziger Flüssigkeitseinschlüsse enthüllen, die flächenweise angehäuft das Individuum durchziehen.

Auf Schritt und Tritt treten uns auch in den makroskopisch völlig ungestreckten Gesteinen u. d. M. die Spuren eines starken Gebirgsdruckes entgegen. Vor Allem macht sich dies an den Quarzkörnern geltend, welche keine einheitliche Auslöschung mehr zeigen, sondern unter gekreuzten Nicols in der dunkelsten Stellung in ein parketähnliches Muster von kleinen Einzelindividuen zerfallen, deren Orientirung nur ganz wenig von einander unterschieden ist. Auch mikroskopische Gleitzonen, erfüllt mit feinkörnigem Material, treten auf und setzen mitten durch die grossen Feldspathkrystalle hindurch.

Sehr erwähnenswerth ist ein granitisches Gestein, welches im Liegenden der Erzformation am linken Eglitzufer in einem Steinbruch nahe am Forsthause gefunden wurde. Dasselbe zeigt dem

unbewaffneten Auge eine geringe Parallelstructur. U. d. M. ist indessen von Kataklase so gut wie nichts zu entdecken. Die Flaserung des Gesteines erweist sich vielmehr als die Folge eines eigenartigen Wechsels in der Structur, indem feldspathreiche Zonen schlierenähnlich mit solchen wechseln, welche nur aus Quarz und Muskovit bestehen. Während sich die feldspatreichen Zonen wenig von dem normalen Granit unterscheiden und nur durch reichliche mikroskopische Turmalinführung auffallen, zeigen die Quarz-Muskovit-Schlieren eine ganz eigenthümliche Verzahnung der Gemengtheile, und namentlich die Muskovite nehmen oft eine äusserst bizarre, gelappte und ausgezahnte Form im Querschnitt an, ohne dass dadurch die Einheitlichkeit ihrer Auslöschung behindert würde. Höchst wahrscheinlich liegt, wenigstens bei diesem Vorkommen, eine primäre Parallelstructur vor, welche durch eine Schlierenbildung verursacht wird, etwa so, wie eine schieferähnliche Bildung an Effusivgesteinen durch Schlierenbildung in Folge von Fluidalstructur entsteht.

Bei der geringen Ausdehnung des untersuchten Gebietes lässt sich eine Altersbestimmung dieses älteren Granites in der Gneissformation nicht wohl ausführen, und weitergehende Forschungen darüber anzustellen, würde über den Rahmen dieser Arbeit weit hinausgehen. Sicher ist nur, dass der Granit nichts zu thun hat mit dem porphyrartigen Granit, den wir im nördlichen Gebiet kennen lernten. Dies spricht sich nicht nur dadurch aus, dass die Bänke des gestreckten Granites am Massiv des porphyrartigen querschlägig abstossen, sondern vor Allem in der gänzlich verschiedenen Oberflächengestaltung der Gesteine. Wies der porphyrartige Granit tiefgründige Verwitterung und wellige Hügelformen auf, so zeigt der ältere Granit, besonders wenn er nicht gestreckt ist, jene wollsackförmige Absonderung, die an der Oberfläche zur Entstehung wildromantischer Anhäufungen riesiger Gesteinsblöcke führt, wie wir sie am grossartigsten von den Graniten des Fichtelgebirges kennen. Am schönsten ist eine solche Blocklandschaft an den kleineren ungestreckt gebliebenen Resten des Gesteines am Jockelwasser, auf der Höhe des Leuschnerberges, sowie am Nordgehänge des Mittelberges zu sehen.

Recht nahe liegt es anzunehmen, dass unsere gneissartigen Granite identisch sind mit den grobflaserigen Gneissen des Isergebirges, von denen schon v. RAUMER (l. c.) annahm, dass sie besser mit dem Zweiglimmergranit zusammen für Granite als mit dem Glimmerschiefer zusammen für Gesteine der Gneissformation zu halten sind. Wenn aber GÜRICH in seinem Führer durch das Riesengebirge (S. 19) die Vermuthung ausspricht, es könnten diese Gneisse »Reste der peripherischen Theile des Graniterstarrungskörpers sein, welche eine primäre Parallelstructur erhielten«, so kann für unser Gebiet und unsere Gesteine diese Auffassung kaum als wahrscheinlich gelten. Die völlige Concordanz der gestreckten Granite und ihre Theilnahme an der hakenförmigen Schichtenbiegung widersprechen dieser Ansicht und beweisen, dass die Granite schon vor der Entstehung der Faltung, die doch offenbar zusammenhängt mit der Intrusion des Centralgranites, gestreckt worden sind. Die jetzige Schieferung der feinschuppigen Gneisse und Glimmerschiefer, sowie die Streckrichtung des Granites müssen vielmehr demselben Processe ihren Ursprung verdanken. Der Druck, welcher diese Schieferung erzeugte, kann aber nur ein solcher gewesen sein, der vertical auf die ehemals unveränderten Schichten und zwischenliegenden Granitzungen wirkte, da er keine falsche quergestellte Schieferung erzeugte sondern eine solche, die mit der Schichtung resp. primären Streckung der Gesteine gleichgerichtet war. Nach den Befunden in unserem Gebiet ist es daher am wahrscheinlichsten, dass ein uralter archäischer Granitlakkolith vorliegt, der (z. Th. schon durch primäre Parallelstructur prädisponirt) unter dem Verticaldruck auflastender Schichten eine Streckung erlitt und in demselben Maasse zu einem gneissartigen Gestein wurde, wie seine sedimentären Nebengesteine zu krystallinen Schiefern sich umbildeten.

6. Kapitel.
Die gestreckten Granitpartien (der sogen. Schmiedeberger Gneiss).

Nach Erörterung von petrographischem Charakter und Alter des Granites erübrigt noch die eingehendere Beschreibung der gestreckten Varietäten dieses Gesteines.

Makroskopisch sondern sich dieselben in 2 Gruppen, in augengneissartige und lagengneissartige Gesteine. Auf der Karte können jedoch die zwei Varietäten nicht getrennt werden, eines Theils, weil es eine Anzahl Uebergangstypen zwischen beiden Gesteinsgruppen giebt, anderen Theils, weil ein so häufiger Wechsel zwischen diesen beiden Ausbildungsformen zu beobachten ist, dass z. B. selbst in den kleinen Steinbrüchen, die wir in der Umgegend von Arnsberg finden, stets ein mehrfaches Alterniren zwischen den Extremen stattfindet. Das schönste Vorkommen des Augengneisses ist wohl das Gestein, welches in einem kleinen Bruch am linken Eglitzufer unterhalb der Arnsberger Brücke gewonnen wird. Hier findet man in einer feinkörnigen lagenförmigen Masse grosse z. Th. ideal linsenförmige Augen reinen fleischrothen Orthoklases bis zu 7 cm Länge und 2 cm grösster Dicke.

Andere Vorkommen sind undeutlicher dadurch, dass die Linsenform der Feldspäthe plumper und rundlicher wird, oder sie nähern sich dem Lagengneisse dadurch, dass die Feldspathaugen nicht ganz homogen, sondern von einzelnen Quarzstreifen durchzogen sind, oder dass sie beträchtlich länger und schmäler werden.

Erwähnt wurde schon das Gestein aus dem Goldloch, wo in einer feinschuppigen Masse porphyrartig vereinzelte Feldspathaugen liegen, welche niemals als ein Aggregat sondern stets als ein einzelnes Individuum oder als ein Zwilling nach dem Karlsbader Gesetz sich darstellen.

Einem Granit mit reichlich eingestreuten blauen Quarzen entspricht als gestrecktes Analogon eine Varietät, die in einzelnen kleinen Einlagerungen überall zu finden ist (z. B. auch in einer von der Verwitterung herauspräparirten Felsklippe nahe dem Forsthause an der Landeshuter Chaussee), welche aber sich besonders reichlich am Gehänge des Grunzenwasserthales findet. In diesem Gestein, welches stets eine ziemlich geringe Flaserung besitzt, ist die Rolle des Augenbildens auch auf den Quarz übergegangen; es besteht bisweilen aus fest auf einander gepackten Linsen von Feldspath und blaugrauem Quarz fast ohne Glimmer und feinkörnige Grundmasse.

Die lagenförmig struirten Gesteine sind verbreiteter als die vorigen. Am Landeshuter Kamm nehmen sie fast das ganze Gebiet des gestreckten Granites ein. Während sie in den Steinbrüchen bei Arnsberg noch durch häufiges Auskeilen der Feldspathlagen Anklänge an die Augengneisstructur zeigen, sind sie hier oft vollkommen lagenförmig, aber niemals schuppig, und unterscheiden sich auch durch den Reichthum an Feldspath und die Armuth an Glimmer von den feinschuppigen Gneissen der Glimmerschieferformation. Wenn aber, wie dies oft vorkommt, eine intensive Fältelung den Lagenbau verwirrt, oder wenn sich Glimmer in grösserer Menge einstellt, so wird die Unterscheidung oft ungemein schwierig.

Mikroskopisch ist, wie schon früher gesagt wurde, eine ausgesprochene Kataklasstructur sehr verbreitet. Am schönsten tritt sie uns in den schon mehrfach erwähnten Gesteinen des Goldloches, sowie in einem schneeweissen, lagenförmigen, fast granulitähnlichen Gestein entgegen, das nördlich oberhalb Arnsberg sich findet. In letzterem ist Epidot als Neubildung sehr häufig, auch Titanit ist hier und da zugegen.

Ueberall tritt hier u. d. M. die Flaserung nicht deutlich hervor. Die Hauptmasse bildet ein kleinkörniges Cement von spitzeckigen Quarz- und Feldspattrümmern mit vereinzelten Lappen von Muskovit und graulich braunem Biotit, die in spärlichen Zügen das Gestein durchziehen. In dem Cement liegen Reste grosser Quarze und Feldspäthe. Die Quarze sind meist total in einzelne Felderchen von nicht ganz gleicher Auslöschung zersprungen, die Feldspäthe, Orthoklas, Mikroklin und Plagioklas, lösen sich durch randliche Zersplitterung in die Grundmasse auf und werden von kleinkörnigen brecciösen Zonen durchzogen.

Eine wesentlich andere Mikrostructur zeigen einige Gesteinsvorkommen, welche z. B. östlich von der Waldstrasse verbreitet sind, die vom Pass aus auf dem Landeshuter Kamm hinläuft. Diese sind, obwohl auch lagenförmig, z. Th. sogar augengneissartig, wesentlich glimmenreicher und daher dunkler. Hier ist der Quarz fast ganz unzersplittert und bildet einzelne linsenförmige Partien, um welche sich ein sericitreiches, kleinkörniges, durch

Eisenoxyd schmutzig braun gefärbtes Zerreibungsmaterial herumschmiegt. Die Quarzlinsen bestehen aus Aggregaten mittelgrosser Körner, die mit einander stark verzahnt sind. Diese Gesteine erinnern durch ihren Wechsel feldspathreicher (resp. sericitreicher) und quarzreicher Partien unwillkürlich an den früher erwähnten Granit, der durch schlierenhaften Wechsel der Gemengtheile eine primäre Streckung aufweist.

Man könnte sich wohl denken, dass in solchem primär gestreckten Gestein unter langsamem, gleichmässigem Gebirgsdruck die weniger harten Feldspäthe zermalmt und in sericitisches Product umgesetzt wurden, während die Quarze, welche durch ihre schlierenweise Vertheilung an sich schon der Flaserung angepasst waren, ziemlich intact blieben. Hierfür spricht auch, dass einzelne Quarze, die nicht innerhalb der Linsen liegen, deutliche Zerplitterung in polarisirtem Lichte erkennen lassen, und dass anderen Ortes Gesteinsproben gefunden wurden, welche ihrer Structur nach zwischem dem hier beschriebenen Gestein und dem erwähnten gestreckten Granit ziemlich genau in der Mitte stehen.

Die feinlagenförmigen Gesteine endlich, wie sie zum Beispiel am Leuschnerberg oberhalb des Schachtgebäudes der Bergfreiheitgrube anstehen, zeigen eine Structur, die weder einer der beiden vorherbeschriebenen noch derjenigen gleich ist, welche die Gesteine der Glimmerschieferformation aufweisen. Indessen haben sie u. d. M. Aehnlichkeit mit dem Aufbau des feinkörnigen Materiales, welches bei der Kataklasstructur zwischen den Resten der grösseren Quarze und Feldspäthe auftritt. Zwischen ein eckig körniges Gemenge von Quarz und Feldspath sind Blättchen von Muskovit und Biotit zonenweise eingestreut, die sich zwar häufig aber keineswegs immer mit der Richtung der Zonen parallel stellen. Der Mangel an deutlichen Druckerscheinungen ist hier wohl z. Th. durch Neubildungen der Mineralien zu erklären. Denn wenn wir annehmen, dass im Laufe unendlich langer Zeiträume Sedimente krystallin werden können, so müssen wir es auch für möglich halten, dass Granite, welche diesen Sedimenten zwischengelagert waren und zu einer Mikrobreccie zerquetscht wurden, auf analoge Weise eine secundäre Krystallinität erhielten, welche die Kataklasstructur verwischen kann.

7. Kapitel.

Die Einlagerungen von Glimmerschiefer im Schmiedeberger Gneisscomplex.

Ganz anderer Natur wie die gestreckten Granite sind die Gesteine der Glimmerschieferformation, welche sich zungenförmig von Südwesten her zwischen die eben beschriebenen Gesteine einschiebt und sich bald in 2 getrennte Zonen auseinander spaltet. Natürlich ist die Sache so zu verstehen, dass der Granit sich in Form einer Intrusivmasse zwischen die Schiefer hineindrängte und dabei eine Zunge des Gesteins von den Schiefern loslöste, die er wieder durch Eindringen eines kürzeren Granitkeiles in zwei Theile spaltete.

Die meisten Gesteine unserer Glimmerschiefergruppe sind Granat- und etwas Biotit-führende Muskovitschiefer z. Th. von ausserordentlich feiner bis ins Mikroskopische herabgehender Fältelung. Feinschuppige Gneisse treten seltener auf und quarzitische Gesteine spielen eine ganz untergeordnete Rolle.

Alle diese Gesteine unterscheiden sich von den gestreckten Graniten dadurch, dass ihre Schieferung auch u. d. M. sich geltend macht und nicht blos durch undeutliche parallele Glimmerzüge oder Zertrümmerungszonen angedeutet ist, sondern sich dadurch deutlich ausspricht, dass alle Gemengtheile der Parallelstructur sich unterordnen.

Die Glimmerschiefer sind entweder kurzschuppig und neigen dann etwas zu parallelepipedischem Zerfall, theils sind sie grossschuppig und blättern sich dann unter dem Einfluss der Verwitterung leicht auf und zerfallen zu glitzerndem Detritus. Gesteine der letzten Art sind besonders schön ausgeprägt in einer Zone, die sich etwa vom höchstens Punkt des Gebietes am Westrande parallel dem Schichtenstreichen am Gehänge des Giesshübels entlang streckt.

Die kurzschuppigen wie die grobschuppigen Gesteine sind sehr reich an Granat, dessen Körnchen jedoch selten mehr als stecknadelkopfgross werden.

U. d. M. zeichnen sich die glimmerreicheren Varietäten aus durch eine eigenthümliche, im Querschnitt zopfartige Anordnung der Muskovitlamellen, denen meist schmutzig grüne Biotitblättchen in grosser Zahl zwischengelagert sind. Man findet schlank linsenförmige Muskovitpartien zwischen den grösseren Glimmerblättern, deren Lamellirung quer oder diagonal zur Längsrichtung der Linse geht, wodurch besonders jenes eigenthümliche zopfartige Aussehen der Glimmerlagen im Querschnitt bedingt wird.

Neben Quarz betheiligt sich auch etwas Feldspath am Aufbau des Gesteins. Die Granate sind oft völlig in chloritische Zersetzungssubstanz umgewandelt und dabei nicht selten aus der runden in eine augenförmige Gestalt übergegangen. Die feinschuppigeren Gesteine sind meist wesentlich quarzreicher als die langflaserigen.

Einen seltsamen Anblick gewähren u. d. M. diese Schiefer, wenn sie zart gefältelt sind, da durch die grossen Glimmersträhne die Continuität der Schieferung nicht aufgehoben werden kann, sondern nur einen mäandrisch gewundenen, oft strudelartig zusammengedrehten Verlauf erhält.

Wahrscheinlich gehört noch zur Glimmerschieferformation ein quarzitisches Gestein, welches nahe der Grenze gegen den Granit am Fichtigweg gefunden wurde. Das Gestein schliesst sich an die Glimmerschiefer an durch die vollständig lamellare Ausbildung aller Gemengtheile und die dadurch bedingte ausserordentlich feinschiefrige Structur. Die äussere Aehnlichkeit mit den granitischen Gesteinen wird bedingt durch den anscheinenden Mangel an Glimmer, welches Mineral erst u. d. M. hervortritt, aber sich überall als parallel in kleinen Flitterchen eingestreut erweist.

Die feinschuppigen Glimmerschiefer können durch reichliche Aufnahme von Feldspath in feinschuppige Gneisse übergehen. Unmittelbar an der Grenze des porphyrartigen Granites enthalten die Gesteine in grosser Menge mikroskopische Andalusitsäulchen, die oft von Quarzeinschlüssen siebartig durchlöchert sind, und nehmen eine makroskopisch etwas verwaschen erscheinende Structur an, welche an gewisse Hornfelse erinnert. Es ist dies offenbar auf eine Contaktwirkung des benachbarten Granites zurückzuführen.

Die Structur der feinschuppigen Gneisse unterscheidet sich

nicht von der Structur anderer Vorkommnisse dieser Art. Etwas auffällig ist nur die Neigung des Feldspathes einzelne rundliche Körner zu bilden, die sich eigenartig herausheben aus dem von Glimmer durchwobenen, feinkörnig verzahnten Quarzcement.

Eine extreme Stellung nimmt hierin ein feinschuppiger Gneiss vom Fichtigweg ein, in welchem diese runden Feldspathkörner an Zahl und Grösse so zunehmen, dass Quarz und Glimmer zurücktreten. Die grossen Orthoklaskörner, welche unter gekreuzten Nicols sich sehr oft als Zwillinge zu erkennen geben, liegen dicht gepackt und werden von dem spärlichen Glimmer oft schalenförmig umsponnen, während die übrig bleibenden Zwickel von einem feinkörnigen Quarzfeldspathgemenge erfüllt sind. Einschlüsse einzelner winziger Glimmerblättchen und rundlicher Quarzkörner im Orthoklas sind nicht selten.

Der Glimmer dieser Gneisse ist vorwiegend farbloser Muskovit, doch ist auch olivgrüner Biotit zugegen.

Natürlich ist es, dass bei der starken Fältelung, welche die Gesteine z. Th. betroffen hat, bei den glimmerärmeren Varietäten, die nicht so elastisch sind, sich ebenfalls mikroskopische Zerbrechungen geltend gemacht haben. Diese feinschuppigen Gneisse mit Kataklase ähneln oft sehr den kataklastisch gestreckten Graniten. Von einem stengeligen Gneiss z. B., der genau an der Granitgrenze am südlichen Gehänge des oberen Hirschgrundes vorkommt, lässt sich nicht sagen, zu welcher der beiden Kategorien er gehört. Sein feinschuppiger Bau und sein makroskopischer Habitus sprechen für echten Gneiss, seine Glimmerarmuth und die Aehnlichkeit mit dem kleinkörnigen Cement der Kataklasgesteine für Granit.

Unzweifelhaft zum feinschuppigen Gneiss gehört ein Gestein, welches im unteren Theile des Fichtigweges gefunden wurde. Auf den ersten Blick sieht es zwar einem feinkörnigen Granit nicht unähnlich, aber schon mit einer Lupe sieht man, dass das Zurücktreten der Schieferung die Folge einer ganz feinen Fältelung ist. U. d. M. wird die Zugehörigkeit zum Gneiss sofort unzweifelhaft, einestheils durch das massenhafte Auftreten eines rothen Granates, anderentheils durch die strähnige und wirbelartige Anordnung grosser Glimmerblätter.

8. Kapitel.

Die krystallinen Schiefer im hangenden des Schmiedeberger Gneisses.

Ehe wir uns dem dritten integrirenden Bestandtheil des Schmiedeberger Gneisscomplexes, den erzführenden Schichten (C) zuwenden, wollen wir, da diese letzteren eine eingehende Behandlung erfahren sollen, zunächst die Gesteine betrachten, welche das südlichste Areal in unserem Gebiet einnehmen, und welche daher die hangendsten Glieder unserer archäischen Schichtenreihe ausmachen. Dieselben haben eine unverkennbare Verwandschaft mit jenen, welche die zungenförmige Einlagerung bilden. Es lässt sich sogar eine gewisse Gesetzmässigkeit im petrographischen Charakter dieser beiden Gruppen nicht verkennen. Im liegendsten Theil der Glimmerschieferformation sahen wir viel feinschuppige Gneisse neben Glimmerschiefern auftreten, (Wochenbett), im Hangenden derselben walteten die Glimmerschiefer entschieden vor und waren oft auffallend grossflaserig. Dicht über dem Granit finden wir zwar wieder theilweise feinschuppige Gneisse entwickelt, aber sie machen nach kürzester Zeit reinen, grossflaserigen Glimmerschiefern Platz. Diese nehmen alsbald Chlorit und Hornblende auf, und es folgt eine Schichtenreihe, welche vom Liegenden zum Hangenden (von NW. nach SO.) immer weniger Glimmerschiefer und immer mehr Chloritschiefer und chloritische Hornblendeschiefer führt. In dieser Serie liegt ziemlich im Liegenden, also mehr in den Glimmerschiefern, eine ausgesprochene Zone von Kalksteinlinsen, welche in unserem Gebiet in 3 Brüchen abgebaut werden, nämlich an der Kalklehne (Südgrenze), auf dem Molkenberge und am Pass. Diese Kalkzone lässt sich ausserhalb des Gebietes noch weit hin verfolgen. Im Süden läuft sie bis Freiheit in Böhmen, im Norden ein Stück über Haselbach hinaus, wo sie vom Centralgranit spitzeckig abgeschnitten wird.

Die Amphibolite in den Glimmerschiefern nehmen im Hangenden der Kalklager sehr schnell an Häufigkeit zu und bilden so den Uebergang zum grossen Complex von Amphiboliten und ver-

wandten Gesteinen, welche von Kupferberg bis in die Nähe von Schatzlar das ganze Gebiet der krystallinen Schiefer abschliessen. Ein Theil dieser Gesteine, der sich dicht an unser Gebiet anschliesst, hat in einem Aufsatze von KALKOWSKY[1]) bereits eine eingehende Schilderung erfahren.

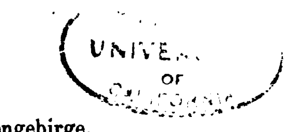
Die Glimmerschiefer, welche wir also besonders im nordwestlichen Theile nahe an der Hangendgrenze des gestreckten Granites zu suchen haben, unterscheiden sich von den bisher besprochenen durch ihren Reichthum an Feldspath. Nur die feinschuppigen, gneissähnlichen zeigen noch den Quarz und Feldspath etwa in gleichem Mengenverhältniss, die grobschuppigen sind oft so feldspathreich, dass dieses Mineral den Quarz an Menge um das Drei- bis Vierfache überwiegt. Auch mehrere Centimeter grosse, compacte Linsen von Feldspath kommen zuweilen vor. An der Oberfläche erhalten diese Gesteine daher ein ausserordentlich lockerkörniges Gefüge und blättern sich auf, wie verfaulendes Holz, besonders wenn sie zart gefältelt sind und dadurch eine gewisse Stengelstructur erhalten.

Die Chloritschiefer und chloritischen Hornblendeschiefer neigen bei der Verwitterung mehr zu parallelepipedischem Zerfallen. Sie sind äusserst feinschuppig, zuweilen fast dicht. Ein solches Gestein von der Strassenböschung der Liebauer Chaussee nahe an der Wegtheilung am Pass führt rundliche, oft bizarr geformte Knollen, die äusserlich aus Brauneisenerz, in ihrem Kern aus Pyrit bestehen. Dieselben stellen offenbar oxydirte und durch den Gebirgsdruck verquetschte Pyritkonkretionen dar.

U. d. M. bietet der Anblick dieser Gesteine nicht viel Bemerkenswerthes. Ein grossflaseriger Schiefer, welcher am Pass in der Nähe der Kalksteinlinsen gefunden wurde, ist ungemein reich an grossen Albiten mit grobem Zwillingsbau. Diese Plagioklase sind durchzogen von schwarzem Staub, der in wellig gebogenen Linien angeordnet ist, die im Allgemeinen nach der Schieferung der umliegenden Glimmerlamellen sich richten, wenn auch hier

[1]) KALKOWSKY, Amphibolite der Scheibe bei Städtisch-Hermsdorf. Tscherm. Min. Mitth. 1876 Seite 88.





und da in Folge einer deutlichen Stauchung die Feldspäthe eine quergestellte Lage eingenommen haben.

Die Amphibolite stehen den Chloritgesteinen theilweise recht nahe. Es sind Schiefer mit ganz feinfaseriger Hornblende, zwischen deren filzigen Aggregaten viel Chlorit auftritt. Andere Amphibolite enthalten zwar grosse Hornblenden, wie z. B. ein Gestein vom Ausgespann, aber die Krystalle sind nicht polygonal umgrenzt, sondern randlich ausgefranzt und gehen in einen faserigen, an Epidot reichen Filz über. Es wurde auch nicht weit vom Pass an der Liebauer Chaussee ein Gestein gefunden, welches fast nur aus Chlorit und langen, scharf ausgebildeten Epidotsäulen besteht, in welchem aber u. d. M. noch deutliche Spuren grosser Glaukophankrystalle entdeckt werden konnten, die allerdings jetzt bis auf unbedeutende Ueberreste in Chlorit verwandelt erscheinen. An der Ausdehnung dieser chloritischen Zersetzungsproducte kann man im Dünnschliff noch die Grösse der ehemaligen Glaukophankrystalle nachweisen, welche bis zu 5 oder 6 mm Länge und 1 mm Dicke steigt. Der Pleochroismus der unzersetzten Reste ist der für den Glaukophan gewöhnliche und bewegt sich zwischen den drei extremen Farben schwach gelblichgrün, violett und azurblau. Die Auslöschungsschiefe ist gering.

Endlich darf es nicht unerwähnt bleiben, dass mitten in den schwarzgrünen bis schmutziggrünen Amphiboliten am NW.-Hang des Saalhügelkopfes hellgraue, schillernde Schiefer auftreten, welche theils schwarze Hornblende, theils röthlichweisse Feldspäthe zwischen ihren Schichtblättern linsenartig umschliessen. U. d. M. ergab sich ein solches Gestein als bestehend aus einer kryptokrystallinen Grundmasse von niederen Polarisationsfarben (offenbar zum weitaus grössten Theil Chlorit), in welcher grosse Hornblendekrystalle regellos eingestreut liegen, die in die Grundmasse durch randliche Ausfaserung übergehen.

Die Kalksteine, welche in dieser Formation eingelagert sind, sind dicht bis höchstens feinkörnig. Sie sind stark dolomitisch, brausen mit verdünnter Salzsäure nur ganz wenig und enthalten keine Silicatausscheidungen. Als unmittelbarer Mantel der Kalklinsen treten meist Gesteine auf, die von den anderen Schiefern

sich wesentlich unterscheiden. Theils sind es Quarzite, theils Epidot führende Gesteine. Unter den letzteren, die auch fern von den Kalklinsen im Chloritschiefer nicht völlig fehlen, fällt besonders ein Typus auf, der mehrfach wiederkehrt. Ein sehr charakteristischer Vertreter dieser Art wurde z. B. in dem alten Kalkbruch gefunden, der von dem Pass nördlich von der Chaussee sich an der Waldgrenze des Landeshuter Kammes hinstreckt. Makroskopisch erkennt man in einer schuppigen, grünen Grundmasse dicht nebeneinander schneeweisse Feldspäthe von der Grösse eines Stecknadelkopfes bis zu der eines Hanfkornes. U. d. M. nimmt die Hauptfläche des Gesichtsfeldes stets der Orthoklas ein. Der Rand dieser grossen, eckigen oder gerundet-eckigen Körner erscheint oft wie zerfressen. Ein einfacher Zwillingsbau fehlt fast nie. Das Cement besteht zum grösseren Theil aus Chlorit, dem einzelne Muskovitsträhne zwischengelagert sind und welcher sich stromähnlich zwischen den Orthoklasen hindurchwindet. Die Epidote und Zoisite, welche im Gestein auftreten, scheinen von dieser Grundstructur unabhängig zu sein. Wenn sie in dem Chlorit liegen, schmiegen sie sich zwar meistens den Lamellen desselben an und treten oft so massenweise auf, dass sie den Chlorit völlig verdrängen. Die schlanken, quergegliederten Säulen des Zoisites setzen aber ungestört auch mitten durch die Feldspäthe hindurch, in welchen sie wellenartig gebogene Schwärme von Einschlüssen bilden. Mehrfach treten auch als Begleiter von Zoisit und Epidot unregelmässige Körner von Titanit auf, und in den Feldspäthen ziehen sich oft zwischen den Zoisiten schlauchförmige, mehr oder weniger gewundene Einschlüsse von Quarz hin. Gesteine von ganz ähnlichem Aufbau wurden auch an dem Kalkbruch südlich vom Pass aufgefunden, sowie am Nordgehänge des Molkenberges. Auch in den Quarziten ist Epidot theilweise recht reichlich vorhanden.

9. Kapitel.

Die Kalksteine, Amphibolite und Glimmerschiefer der Erzformation.

Nachdem versucht wurde, den weiteren Umkreis der Schmiedeberger Gruben nach seinem geologischen Bau klarzulegen und die dabei uns entgegentretenden Gesteine zu charakterisiren, wenden wir uns dem Studium der unmittelbaren Nachbarschaft der Erzformation zu, also jener Schichtenreihe, welche die Magneteisenlager in sich eingeschlossen enthält, und welche, wie wir sahen, das nordöstliche Ende der Glimmerschiefer-Einlagerung im gestreckten Granit bildet.

Wedding hat (l. c.) diese Gesteinsgruppe als Erzzone oder Erzformation sehr treffend bezeichnet. Er setzt aber auf seiner Karte dieselbe parallel dem Schichtenstreichen bis an die Grenzbauden fort. Da indessen Amphibolite und Kalksteine, welche gerade als Begleiter des Erzes charakteristisch sind, hier nicht mehr vorkommen, so scheint es richtiger, die Erzformation bloss vom NO.-Ende der Bergfreiheitgrube bis zum alten Kalkofen bei der Grube Vulkan und bis zu den Gesteinen im Forstrevier 84 am Jockelwasser zu rechnen.

Dieses ganze Gebiet ist reichlich aufgeschlossen. Der Theil östlich vom Eglitzbach ist bis 395 m Tiefe durchzogen von den Strecken und Abbauen des Eisenerzbergwerkes der Laurahüttegesellschaft. Dicht westlich der Eglitz sind an deren Thalgehängen die Gesteine in kleinen Steinbrüchen und alten Gruben-Einstürzen aufgedeckt. Weiterhin bietet die alte Halde der Vulkangrube reiches Sammelmaterial, und am westlichsten Ende hat ein Hohlweg die Schichten durchschnitten.

Die Hauptmasse dieses Gebietes nehmen zweifellos Kalksteine und Amphibolite ein. Daneben finden sich dunkelgrüne Biotitschiefer, untergeordnet auch muskovitreiche Glimmerschiefer und Quarzite. Sehr verbreitet sind ferner Augitschiefer, chloritische und serpentinartige Schiefer, weiterhin eine grosse Zahl verschiedener massiger Kalksilicatgesteine, sowie deren Uebergänge

in krystalline Kalksteine, und endlich als technisch wichtigstes Material Magneteisenerze.

Die Amphibolite sind ausgesprochen plattig-schiefrige Gesteine von dunkelgrüner bis schwarzer Farbe. U. d. M. erweisen sie sich in vielen Fällen als sehr feldspatharm. Der Feldspath ist theils Plagioklas mit einer ausserordentlich zarten Zwillingsstreifung, theils Orthoklas mit reichlich eingestreuten Hornblende-Einschlüssen. Auch Quarzkörner betheiligen sich nicht unwesentlich. In der gleichmässig körnigen Gesteinsmasse liegen einzelne Aggregate, die fast nur aus grösseren Hornblendekrystallen bestehen, welche einzelne Feldspath-Einschlüsse führen. Verbunden mit ihnen ist meist reichlich auftretender Biotit, welcher in Strähnen zwischen die Hornblenden eingestreut ist oder auch den Rand der hornblendereichen Partien einnimmt. Das ganze Gestein ist endlich reichlich von Magnetitkörnen durchstäubt, die sich gern parallel der Schichtung in Reihen ordnen. Ein zarter Kranz von stark lichtbrechendem Titanit zeigt einen hohen Titangehalt dieser Körner an.

Ganz ähnlich ist ein Gestein, welches an der tiefsten Stelle der Bergfreiheitgrube gefunden wurde, wo es das unmittelbar Liegende eines Erzlagers bildet. Es ist makroskopisch ziemlich feinschuppig und zeichnet sich u. d. M. durch etwas mehr Feldspath und viel mehr Biotit aus. Feldspatharme Partien fehlen auch hier nicht, bestehen aber aus einem Gemenge von Hornblende und Biotit fast zu gleichen Theilen. Noch viel stärker ist hier die Durchstäubung mit Magnetit, der stets einen Titanitkranz führt. Sehr oft erscheinen auch fast reine Titanitkörnchen, die nur durch einen kleinen schwarzen Kern noch ihre Entstehung aus titanhaltigem Magnetit verrathen.

Eine eigenthümliche Erscheinung ist es, dass ein Gestein, welches dem eben beschriebenen bis ins Kleinste gleicht, in sehr zahlreichen Lesesteinen mitten in dem gestreckten Granit des Landeshuter Kammes wieder gefunden wurde. Wahrscheinlich liegt hier eine weitere Einlagerung von Amphiboliten, vielleicht auch von anderen Gesteinen des Charakters der Erzformation vor.

Auf der Bergfreiheitgrube wurde ein Amphibolit gefunden, der sich schon makroskopisch durch seine grosskörnige Structur und den Mangel an Schieferung auszeichnet. U. d. M. sieht man, dass das Gestein in seiner Hauptmasse aus einem grünen Filz von Hornblendefasern besteht. In diesem liegen einzelne grosse Hornblende-Individuen, die von braunem Eisenoxydstaub in feinen, strichförmigen Partien erfüllt sind und in jeder Beziehung denselben Anblick gewähren, welchen der Diallaguralit für gewöhnlich bietet. Am Rande lösen sie sich in den Amphibolfilz auf, der oft buchtenartig in sie hineingreift. In demselben liegen einzelne, meist gerundet polygonal begrenzte Felder von Quarz und Sericit oder von Plagioklas, der mit Sericitblättchen völlig erfüllt ist. In diese ragen die Fasern des Filzes als einzelne zarte Säulchen ein Stück hinein. Auch Aggregate von Biotit finden sich gelegentlich in dem Gestein, und einzelne der grossen Hornblende-Individuen sind durchspickt von Apatit. Endlich findet man auch Magnetit in eigenthümlich lappenartigen Partien, die etwas an die Ilmenitblätter der Diabase erinnern. Auch diese Gesteinsart wurde unter den Lesesteinen am Gehänge des Landeshuter Kammes vereinzelt wiedergefunden.

Unter den glimmerschieferartigen Gesteinen bietet ein besonderes Interesse ein dunkelgrüner, grobflaseriger, mit weissen Pünktchen durchsetzter Schiefer, der auf der Halde der alten Vulkangrube gefunden wurde.

U. d. M. erweist er sich als grösstentheils bestehend aus einem wirren Aggregat von dickblätterigem Biotit, dessen Pleochroismus zwischen gelbgrün und sattgrün spielt. In dem Gestein liegen Ausscheidungen von Quarz und Sericit, gelegentlich durchschwärmt von einigen grünen Biotitblättern.

Zwischen die Glimmer sind eingestreut kleine, in einzelne Körnchen zergliederte Säulchen von Zoisit, besonders in der Nähe der sericitreichen Ausscheidungen. Auch unregelmässige Körner von Apatit wurden beobachtet.

Mehr den normalen Vertretern der Glimmerschieferformation ist ein feinschuppiges Gestein vom Kalkofen bei der Grube Vulkan ähnlich, welches sich vom dichten Gneiss makroskopisch

nur durch seine vollkommen schieferige Structur unterscheidet. Dasselbe besteht aus einem verworren schuppigen Gemenge von Muskovit, mit reichlich eingewobenen Blättern von Biotit. Das Ganze ist durchtränkt von Quarz, der an einzelnen Stellen als stark verzahnt-körniges Gemenge sich kenntlich macht.

Ganz fremdartig sind die Quarzite, welche allerdings ziemlich selten den Gesteinen der Erzformation zwischengelagert sind. Es wurde in einem Querschlag der 145-Lr-Sohle z. B. ein feinlagenförmiges Quarzgestein angetroffen, das unter dem Hammer in parallelepipedische Stücke zerfällt. Man beobachtet an ihm u. d. M. das Auftreten von länglichen Quarzkörnern, die oft zersprungen erscheinen, oft von Streifen feinsten Mineralstaubes kreuz und quer durchsetzt werden und bisweilen undulös auslöschen, sowie das Vorkommen von Plagioklas, Orthoklas und Mikroklin mit äusserst feiner, fast verschwindender Zwillingsbildung, was alles mehr für Zugehörigkeit zum gestreckten Granit als zur Erzformation spricht. Das eine Präparat zeigt eine grosse Ausscheidung von Feldspath und ein anderes Präparat ist sehr reichlich von Topaskörnern durchstäubt. Diese Topase sind farblos, heben sich gegen die anderen Gemengtheile mit ziemlich scharfem Relief hervor, zeigen hier und da deutliche monotome Spaltbarkeit und konnten durch Flusssäure aus dem Gestein isolirt werden. Ihr i. A. gerundet eckiger Rand erscheint oft wie angefressen, so dass der Quarz sich gelegentlich schlauchförmig in die Körner hinein erstreckt.

Ebenfalls gehört vielleicht zum gestreckten Granit ein kryptokrystallines röthliches Gestein, aus einem alten Tagebruch am linken Eglitzufer. Dasselbe besteht aus einem gleichmässig körnigen Gemenge von Quarz mit Sericitpartien oder sericitisch getrübtem Feldspath. Man findet darin auch einzelne Blätter von ziemlich frischem, offenbar primärem Muskovit, sowie hier und da ein winziges Turmalinsäulchen. Calcit durchzieht das Gestein in feinen Adern oder in baumartig verzweigten Nestern. Rutilkörnchen durchstäuben reichlich den Sericit.

Die Kalksteine sind sämmtlich vollkommen krystallin und frei von Dolomit, was sich schon an dem starken Zwillingsbau

kenntlich macht, der keinem der Calcitkörner fehlt. Man findet grobe Zwillingslamellen, die pfahlartig die Kalkspathschnitte durchsetzen. Manchmal lösen diese Balken sich bei genauerem Betrachten in eine Anzahl haarfeiner Einzellamellen auf. Oft ist der ganze Schnitt so fein lamellirt, dass man im polarisirten Licht fast den Eindruck eines ungemein feinfaserigen Baues hat, oder dass man überhaupt nur noch bunte, streifenweis schillernde Polarisationsfarben und undulöse Auslöschung der Calcite erhält. Noch complicirter wird das Bild, wenn zwei Zwillingssysteme einander kreuzen.

Die Dimensionen der einzelnen Krystall - Individuen sind sehr wechselnd. Gewöhnlich haben dieselben 1—2 mm Durchmesser, aber es treten auch Gesteine auf, die makroskopiseh fast dicht erscheinen, und nur durch zartes Glitzern den vollkrystallinen Bau erkennen lassen. Als Gegenstück dazu kommen aber auch sehr grobkrystalline Massen vor, und auf der Stollnsohle ist mit dem Querschlag ins Hangende eine stockförmige Partie im Kalkstein angefahren worden, die aus einzelnen Calcit-Individuen besteht, welche i. A. die Grösse einer Faust besitzen, an denen aber sogar 10 × 18 cm Kantenlänge der Spaltungsstücke gemessen wurde.

10. Kapitel.

Die Silikatführung der Kalksteine.

Die Gesteine der Erzformation finden sich jedoch nur zum Theil in der im vorigen Kapitel beschriebenen Beschaffenheit. Meistens tritt in ihnen noch eine Anzahl Mineralien zweifellos secundärer Entstehung auf. Hierdurch wird ihr petrographischer Charakter wesentlich modificirt und theilweise fast bis zur Unkenntlichkeit verändert.

In besonderem Maasse sind es die Kalksteine, welche gern von fremden Mineralien, meist Kalksilikaten, imprägnirt erscheinen und sogar in reine Kalksilikatgesteine übergehen können. Schon ganz im Grossen, beim Durchwandern der Grubenräume, macht sich das geltend. Während der reine krystalline Kalkstein meist eine

geschlossene Masse ohne Andeutung von Schichtung bildet, tritt bei den imprägnirten Kalksteinen die alte sedimentäre Bankung durch verschieden starke Imprägnation der Kalklagen wieder heraus. Beim düsteren Grubenlicht hebt sich dies besonders dann hervor, wenn durch eine lagenweise Einstäubung von Magnetit auf dem weissen Gestein einzelne schwarze oder blaugraue Striche und Linien erscheinen. Sind die Schichten, wie das in der Bergfreiheitgrube meist der Fall ist, zu engen Falten zusammengeschoben, so erscheinen diese Linien an den Wänden mäandrisch gewunden, was oft ein eigenartig schönes Bild gewährt. Seltener tritt es auf, dass die Mineralien zu grossen Concretionen im Kalkstein vereinigt sind. Diese Erscheinungsweise liebt besonders der häufig vorkommende Granat. Auf der alten Halde der Vulkangrube wurde eine Concretion von allerdings stark verwittertem Granat gefunden, die bei unregelmässig polygonalem Querschnitt 5 cm Durchmesser hat. Noch viel grössere Concretionen von lichtbrauner Farbe mit eigenthümlichem milchweissen Saume fanden sich in der Bergfreiheitgrube 335 m unter dem Schachtmundloch im Hangenden des VII. Lagers. Diese Concretionen sind theils rund, theils elliptisch bis eiförmig und wurden bis zu 50 × 20 cm gemessen. U. d. M. erkennt man Granat und farblosen, monoklinen, salitartigen Pyroxen, die beide in winzigen Körnchen dem Kalk überall eingestreut sind, ohne dass sie ihn völlig verdrängen. Einzelne scharfe Calcitäderchen, welche die Concretionen durchziehen, sind sicherlich späterer Entstehung. Der weissliche Saum erscheint u. d. M. als ein Gebiet, in welchem der Augit den Granat stark überwiegt.

Auf der Halde, wo man im Tageslicht geringe Farbenunterschiede besser beobachten kann, zeigen fast alle Kalksteine eine lagenförmige Vertheilung eingesprengter Mineralien, und nur selten erscheinen grössere Blöcke vollständig homogen. U. d. M. ergiebt die Untersuchung der Einschlüsse eine ganze Reihe verschiedener, z. Th. sehr charakteristischer Mineralarten. Zwei davon treten besonders häufig auf, nämlich farbloser Pyroxen und Chlorit. Da sie sich gegenseitig oft ausschliessen und nur ausnahmsweise zusammen vorkommen, so kann man die Kalksteine in Pyroxen führende

und Chlorit führende trennen, welche zwei Klassen die weit überwiegende Mehrzahl aller vorkommenden Typen umfassen.

Der Pyroxen in den Schmiedeberger Kalksteinen ist, wie schon gesagt wurde, farblos. Er bildet rundliche oder gerundet rechteckige Körner von deutlicher Spaltbarkeit nach dem Prisma, wozu oft noch eine Absonderung nach den beiden vertikalen Pinakoidflächen tritt. Die Grösse wechselt zwischen mehreren Millimetern und einigen Mikromillimetern Durchmesser. Die Polarisationsfarben sind lebhaft, das Relief ziemlich markant. Er gleicht bis ins Kleinste jenem Pyroxen, welcher sich am Granitcontakt in den Kalksteinen an der Weesensteiner Papierfabrik bei Dresden findet, und welcher von Beck[1]) in den Erläuterungen zu Section Pirna als Malakolith beschrieben wird. Zu dem Pyroxen gesellt sich gern Epidot, der sich durch markanteres Relief, deutlichen Pleochroismus, höhere Polarisationsfarben und meist durch grössere Individuen vom Pyroxen leicht unterscheidet. Seine Farbe erscheint u. d. M. blass grünlichgelb, in sehr dünnen Schliffen ist er oft beinahe farblos.

Sehr oft ist mit dem Pyroxen zugleich Glimmer in den Kalksteinen vorhanden. Es findet sich sowohl Biotit als Muskovit. Der letztere scheint der häufigere zu sein. Seine Blättchen, welche meist nur 40 μ Dicke und 120 μ Länge erreichen, sind einzeln zwischen die Calcitindividuen eingestreut und nur selten zu Gruppen von dreien oder vieren vereinigt. In einem Kalkstein, welcher auf der Stollnsohle einbricht, erreichen die Blättchen bis zu 320 μ Länge und 165 μ Dicke. Der Biotit kommt genau so vor, wie der Muskovit. Seine Farbe ist gewöhnlich ein intensives Nelkenbraun. Es wurden auch einzelne Biotite gefunden, welche sich aus Lamellen von etwas differenter chemischer Zusammensetzung aufbauen, so zwar, dass dieselben stufenweise immer mehr Eisenoxyd und immer weniger Eisenoxydul enthalten, wodurch die Farbe nach einer Richtung hin aus dem Flaschengrünen durch verschiedene Olivtöne in ein sattes Nelkenbraun sich abstuft.

Während der Pyroxen und die Glimmer in den Kalksteinen

---

[1]) Beck, Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Sachsen. Section Pirna S. 29.



stets in einzelnen Individuen auftreten, ist dies bei dem Chlorit niemals der Fall. Dieses Mineral, welches in den Schmiedeberger Kalken ungemein verbreitet ist, findet sich stets zu verworrenen, schuppigen Aggregaten vereinigt und bildet einzelne runde knötchenartige Concretionen. Wenn diese sich häufen, können sie zu einem krystallin-schuppigen Chloritgestein zusammenfliessen, in dem man nur vereinzelte Reste des Kalksteines noch zu erkennen vermag.

Ein vorzügliches Beispiel eines solchen chloritreichen Gesteines bietet eine Probe von der Halde der Grube Vulkan. Eine schmutzig leberbraune, fettig sich anfühlende Masse ist von einzelnen Rutschflächen durchzogen, auf denen sie wie polirt erscheint. U. d. M. zeigt sich ausserordentlich deutlich, wie die kleinen Chloritknötchen myriadenweise im Kalkstein auftreten. Die rundliche Form des Chlorites, welcher keine Spur von concentrisch-strahliger oder sonstiger regelmässiger Anordnung besitzt, verräth ferner sehr deutlich ein Kalkstein von demselben Fundort, in dem die Knötchen die abnorme Grösse von 350 μ erlangen.

Bei der eigenthümlichen Erscheinungsweise war es nicht ohne weiteres sicher, ob das schuppige Mineral, aus dem sich die Knötchen zusammensetzen, wirklich Chlorit sei, und ob nicht etwa ein Serpentinmineral, also ein verworren schuppiger Antigorit, vorliege. Es sprach zwar schon die ungemein niedere Polarisationsfarbe und die blassgrüne, fast weisse Eigenfarbe im Schliff für Chlorit, diese Bestimmung wurde aber noch dadurch gesichert, dass eine mikrochemische Reaction auf Aluminium an den verschiedensten Proben vorgenommen wurde und stets positive Resultate ergab. Je ein Körnchen des chloritführenden Kalksteines wurde mit einem Tropfen concentrirter Schwefelsäure abgeraucht und der Rückstand mit verdünnter Schwefelsäure wieder aufgenommen. Bei Zusatz von etwas Cäsiumchlorid wurden nach dem Eintrocknen stets einige scharfe Octaëder von Cäsiumalaun entdeckt. — Wenn man mit TSCHERMAK[1]) den Chlorit als eine Mischung einer aluminiumhaltigen Verbindung (Amesit) und einer aluminiumfreien auf-

[1]) Sitzungsberichte d. Wiener Akademie d W. Bd. 99 (17. April 1890) und Bd 100 (1. Febr. 1891).

fasst und dabei die aluminiumfreie als Serpentin definirt, so muss man wohl mit dem Auftreten von Aluminium den Namen Chlorit für ein derartiges kryptokrystallin-schuppiges Aggregat annehmen.

Pyroxen, Epidot und Glimmer wurden in den typischen Chloritkalksteinen nur wenig gefunden, dagegen führte ein solches Gestein von der Halde der Vulkangrube einen Scapolith, den man wohl am richtigsten als Dipyr zu bezeichnen hat, nach Analogie des nadelförmigen Vorkommens im Kalkstein von Bagnères de Bigorre. Makroskopisch erscheinen in dem Gestein strahlenförmig divergente, schwärzliche, undeutliche Interpositionen. U. d. M. erweisen sich diese als vorwiegend aus Chlorit bestehend, der auch sonst reichlich im Gestein vorkommt. Derselbe tritt in unregelmässigen, ungefähr strahlig verlaufenden Partien auf, welche oft am Rande gegen den Kalkstein durch Magnetitstaub getrübt sind. In diesen Chloritpartien findet man mehrfach quergegliederte Säulen eines optisch einaxigen, negativen Minerales, dessen sonstige Eigenschaften mit denen des Dipyr völlig übereinstimmen.

Endlich ist noch ein Kalkstein mit mikroskopischen Einschlüssen zu erwähnen, welcher ausnahmsweise Chlorit und Pyroxen, ersteren allerdings in überwiegender Menge, führt. Derselbe ist makroskopisch von einzelnen feinen, verwaschenen, schwärzlichen Adern durchzogen, die einige Aehnlichkeit mit den in manchen Graniten auftretenden Zinnerzbändern haben. U. d. M. enthüllen sie sich als an Magnetit und Kies reiche Imprägnationszonen. In diesen tritt ein blassvioletter, vielleicht dem Kämmererit nahe stehender Chlorit in winzigen Schüppchen auf. Vor allem aber sind in diesem Gestein Spinelle häufig und zwar in Form blassgrüner, unregelmässig rundlicher, isotroper Körner, die besonders gern mit dem Chlorit zusammen vorkommen. Spinell wurde übrigens auch in einem anderen silikatführenden Kalkstein in untergeordneter Menge gefunden.

Zur Charakteristik der in dem Kalkstein auftretenden Mineralassociation darf es auch nicht unerwähnt bleiben, dass in dem grosskrystallinen Kalkstein von der Stollnsohle der Bergfreiheitgrube violetter Flussspath in den Fugen zwischen den Calcit-



individuen gefunden wurde, in Gesellschaft mit kleinen Quarzkrystallen.

11. Kapitel.

Die Kalksilikatgesteine und Kalksilikat führenden Schiefer.

Einen grossen Antheil am Aufbau der Erzformation haben neben den vorerwähnten silikatführenden Kalksteinen auch reine Kalksilikatgesteine, die namentlich in ihren grobkörnigen Varietäten eine bedeutende Aehnlichkeit zeigen mit jenen Gesteinen, welche die Magneteisenlager Norwegens zu begleiten pflegen, und welche der dortige Bergmann als Skarn bezeichnet. Die Hauptmasse derselben wird bald aus Granat, bald aus Epidot, bald aus kurzstengligem Pyroxenstrahlstein, lauchgrün und hedenbergitähnlich, gebildet, übrigens ist auch Calcit in geringer Menge nicht ausgeschlossen. Grossblättriger Chlorit findet sich oft, besonders wenn die Gesteine reich an Epidot und Granat sind. Neben dem dunkel lauchgrünen Pyroxen wurde in einem feinkörnigen Granatgestein auch makroskopisch kurzstengliger, weisslich grüner Pyroxen (Salit oder Malakolith) beobachtet. Nur ganz ausnahmsweise führen diese grobkörnigen Kalksilikatgesteine auch schwarze Hornblende, welche dann strahlsteinartig in feinen parallelgestreckten Säulchen, bisweilen sogar in fast faserigen Aggregaten, auftritt.

Die kryptokrystallinen Kalksilikatgesteine zeigen sich u. d. M. meist aus denselben Mineralien zusammengesetzt, welche als einzelne Einsprenglinge in den Kalksteinen vorkommen. Sie sind zum grossen Theil aufzufassen als völlige Verdrängungen der Kalksteine durch diese Silikate.

Auf der Halde der Bergfreiheitgrube wurde z. B. ein graugrünes, feinschuppiges Gestein gefunden, welches im mikroskopischen Präparat vorwiegend als ein Gemenge von farblosem Pyroxen und lichtgrünem Glimmer erscheint. Durch die parallele Anordnung der Blättchen des letzteren entsteht eine ausgesprochene Schieferstructur. Reste von Kalkspath beweisen, dass das ganze Gestein durch Verdrängung eines Kalksteines oder Kalkglimmerschiefers entstanden ist. Ein anderes graugrünes kryptokrystallines Gestein

besteht ganz aus farblosem Pyroxen, zwischen dessen Körnern man die Fasern einer secundären filzigen Hornblende beobachtet. Ein weiteres Gestein dieser Art zeigt schon makroskopisch reichliche Betheiligung von gelbgrünem Epidot. U. d. M. erkennt man stellenweise sehr grosse Individuen von Pyroxen und Epidot, zwischen denen grosskrystalliner Calcit als Grundmasse auftritt; auch secundäre Calcitadern und uralitische Hornblende wurden beobachtet. In den kleinkörnigen Partien treten auch einzelne spindelförmige Titanitkörnchen auf, die bisweilen zerbrochen erscheinen. Dieser Gesteinstypus erinnert ganz besonders an die schon früher erwähnten Pyroxengesteine von der Weesensteiner Papierfabrik bei Dresden (s. vor. Kap.), unter denen sich ebenfalls Titanit-führende Varietäten finden.

Sehr bezeichnend für die ganze Natur der Schmiedeberger Lagerstätten ist das Vorkommen von Vesuvian, der sich allerdings nur mikroskopisch und nicht gerade häufig in den Kalksilikatgesteinen findet. Er erscheint im mikroskopischen Bilde der Gesteine meist gewissermaassen als Vertreter des Calcites, insofern die anderen Silicate, besonders der farblose Pyroxen, als kleinere Körnchen in ihm eingestreut liegen. Tritt er mit Calcit zusammen auf, so ist seine Grenze gegen denselben oft unscharf und lappenförmig ausgebuchtet, nur wenn ihn Calcitadern durchsetzen, ist die Grenze scharf und geradlinig. Die optischen Eigenschaften des Vesuvianes sind genau dieselben, wie sie auch an den Vesuvianen des Monzoni bei Predazzo auftreten. Die Farbe ist im Schliff ein sehr blasses Gelb mit kaum merklichem Pleochroismus. Eine Zonarstructur tritt erst im polarisirten Licht hervor. Die negative Doppelbrechung ist ausserordentlich gering. Es treten in dünnen Schliffen niedrigste Ordnungen von Polarisationsfarben auf, aber in etwas abnormer Weise, bei üblicher Dicke der Präparate ein dunkles Blaugrau und ein schmutziges Grünlichgrau. Beobachtet man mit dem Gipsblättchen (Roth I. Ordnung), so spielen die Farben zwischen Indigblau und Rothorange.

Mit dem Vesuvian zusammen, bisweilen aber auch selbstständig, tritt Granat auf. Sein Vorkommen ist dem des Vesuvianes analog. Auch er bildet grosse unscharf begrenzte Partien, in welche

der Pyroxen in kleinen Körnern eingestreut ist. Meist ist er stark von Chlorit durchsetzt und geht z. Th. vollständig in verworren schuppige Chloritaggregate über.

Gewisse andere Silicatgesteine in der Erzformation zeichnen sich durch die reichliche Betheiligung von Quarz aus. Diese sind wohl nicht durch Verdrängung krystalliner Kalksteine entstanden, sondern meist dürften es Umbildungen von Quarziten und verwandten krystallinen Schiefern durch reichliche Aufnahme neuer Silicate sein. Sie sind meist feinschuppig bis kryptokrystallin und von nussbrauner bis grünlich-grauer Farbe und oft undeutlich lagenförmig struirt, wobei einzelne Lagen makroskopisch körnig erscheinen können. Bisweilen findet man in ihnen Reste von intensiv gelbgrünem Epidot, oder schlanke Linsen von fast farblosem Pyroxen, dessen Säulen quer zur Schieferung stehen. Derartige Gesteine von der Bergfreiheitgrube zeigen u. d. M. ein richtungslos körniges Gemenge von Quarz und braunem Biotit, welches nur selten durch parallele Anordnung der Glimmer auch mikroskopisch eine gewisse Schieferung verräth. Alles ist durchstäubt von Körnern des farblosen Pyroxens, die stellenweise so dicht liegen, dass sie den Quarz und Biotit fast ganz verdrängen. Auch Epidotkörnchen betheiligen sich an der Durchstäubung. Wo der Glimmer zurücktritt, sind die Pyroxenkörner im Quarz besonders gut zu beobachten. Ihre rundlichen oft etwas knollenartigen Gestalten liegen dann theils zwischen den Quarz-Individuen, theils als Einschlüsse in denselben.

Ein ähnliches Gestein stammt aus den oberen Regionen der Bergfreiheitgrube. Hier tritt statt des Biotites Hornblende auf, und zum Quarz gesellt sich ein oft sericitisch getrübter Orthoklas. Die Durchstäubung mit farblosem Pyroxen findet sich auch hier, aber dieses Mineral tritt an Menge nicht sehr hervor, sondern bildet u. d. M. nur einzelne plumpe Körner in der ziemlich grobkrystallinen, richtungslosen Masse des Gesteines. Ziemlich häufig sind kleine spitzrhombische Titanitquerschnitte besonders in den Partien, welche etwas reicher an Hornblende sind. Bemerkenswerth ist in diesem Gestein auch ein Reichthum an kleinen rundlichen Apatitkörnern.



Während diese beiden Gesteine den Eindruck machen, als ob ihnen ein normales Glied der krystallinen Schiefergruppe zu Grunde liege, nämlich im ersten Falle ein Quarzbiotitschiefer, im zweiten ein Amphibolit, so wurden auch andere Gesteinsvorkommen gefunden, welche durch ihre ausgeprägte Wabenstructur sehr an gewisse contactmetamorphe Hornfelse erinnern.

Aus der Bergfreiheit stammt ein Quarzit, welcher kleinkörnige Partien von ausgezeichneter Wabenstructur zeigt, und grosskörnigere, welche die anderen netzartig durchziehen. Das Gestein ist stark imprägnirt mit Pyroxen, der in den kleinkörnigen Partien kleinkörnig, in den grobkörnigen meist in grösseren Individuen erscheint. Feine Calcitadern durchschwärmen das Ganze.

Ein weiteres Gestein von der Halde der Vulkangrube zeigt polygonal struirtes kleinkörniges Gemenge von Quarz und Chlorit, welch' letzterer nicht selten von Muskovit vertreten wird. Ein Nest grosskrystallinen Quarzes umschliesst einige Kryställchen von blassviolettem Flussspath. Dieses Mineral tritt auch makroskopisch in dem Gestein auf und bildet ebenfalls mit Quarz in dem kryptokrystallinen, grünlichgrau und röthlichbraun gefleckten Gesteine kleine Nester.

12. Kapitel.

Die Magneteisenerze.

Ihre technische Bedeutung erhält die im letzten Kapitel besprochene Gesteinsgruppe durch die Magneteisensteinlager, welche allerdings an Masse gegen die anderen Gesteinsarten sehr zurücktreten.

Dieselben sind bald feinkörnig bis fast dicht, bald sind sie grobkörnig und ausgesprochen krystallin, doch kommt es niemals zur Bildung eigentlicher rundum ausgebildeter Krystalle. Die feinkörnigen Erze pflegen ziemlich frei von fremden Beimengungen zu sein, und neigen zu einer parallelepipedischen, seltener zu einer mehr plattigen bis fast schiefrigen Absonderung. Die grobkörnigeren Erze enthalten dagegen viel fremde Bestandtheile, unter denen besonders Kiese in den Vordergrund treten. Für die Verhüttung

des Erzes sind diese ausserordentlich hinderlich und sie können sogar, wenn sie reichlich und fein vertheilt im Erze vorkommen, dieses völlig unbrauchbar machen. Meist sind sie von grosskrystallinem Kalkspath begleitet. Sehr oft tritt auch der Calcit selbstständig im Erze auf. 375 m unter Tage, im südlichen Grubenfelde der Bergfreiheitgrube, wurde sogar eine Erzstufe gefunden, welche von Calcitadern und -nestern so stark durchsetzt ist, dass das Erz nur einzelne abgerissene Partien bildet, die breccienartig im Calcit liegen. Kleinere Kalkspathnester, die meist von Silicaten (Hornblende, Chlorit, Granat, Epidot) umrandet sind, findet man allenthalben im Erze. Bisweilen erscheint dasselbe von solchen kleinen Calcit-Ausscheidungen förmlich gefleckt.

Von dem reinsten an die Hütte gelieferten Magneteisenerz hat Wedding seiner Zeit Analysen ausführen lassen und giebt in seinem Aufsatz folgende Resultate an:

Fe_3O_4	79,49	79,61
SiO_2	3,18	3,22
Al_2O_3	5,94	5,94
FeS_2	6,99	7,23
$CaCO_3$	4,40	4,00
	100,00	100,00

Für die petrographische Beurtheilung des Erzes ist sehr wichtig seine weit verbreitete Verunreinigung mit Chlorit. Selbst im compactesten und reinsten Erz kann man mit der Lupe stets einige grüne Blättchen zwischen den Magnetitkörnern entdecken, und oft häufen sich dieselben so sehr, dass sie das Erz stellenweise vollständig verdrängen. Bei der mikroskopischen Untersuchung dieser grünen Massen erweisen sich indessen namentlich die grossblättrigen oft nicht als Chlorit, sondern als ölgrüner Biotit mit lebhaften Polarisationsfarben. Die Blättchen treten seltener in unregelmässigen Nestern, viel öfter in Lagen oder lagenförmigen unbestimmten Streifen auf. Gern gesellt sich Granat, Pyroxen und Epidot hinzu.

Seltener als die Aufnahme von Chlorit und Biotit ist ein

gleichmässiger Gehalt feinkörnig krystallinen Kalkes, wodurch das Erz eine hellere, mehr graue Farbe annimmt und zuletzt in dunklen Kalkstein übergeht.

Nur durch die Aufnahme von feinschuppigem Chlorit resp. Biotit oder durch diesen Uebergang in Kalkstein kann eine definitive Vertaubung der Erzlager stattfinden, während der Kies und der grosskrystalline, nesterförmige Calcit bloss vorübergehend durch reichliches Auftreten ein Erzlager arm oder unbrauchbar machen können.

Eine mikroskopische Untersuchung ist natürlich nur bei denjenigen Erzen möglich, welche Silicate oder Calcit in genügender Menge enthalten, um einigermassen lichtdurchlässige Präparate zu liefern, also vor Allem bei den vertaubenden Erzpartien.

Einen sehr charakteristischen Anblick bietet in dieser Hinsicht ein schwarzes, kryptokrystallines, serpentinähnliches Gestein von der Halde der Vulkangrube, dessen hoher Erzgehalt schon durch das grosse specifische Gewicht sich kenntlich macht. Im gewöhnlichen Licht sieht man hier nur die eigenartige staubförmige oder dendritische Einstreuung des Magnetites in eine homogen erscheinende, blass gelblich grüne Masse, welche von einigen Calcitadern durchzogen wird, die wurzelähnlich in das Gestein eingreifen. Im polarisirten Licht erweist sich die Grundmasse als äusserst feines Gemenge kleinster Chloritblättchen mit ganz niedrigen dunkelblaugrauen Polarisationsfarben. Man sieht bei stärkerer Vergrösserung, wie das Magneteisen zwischen den Chloritblättchen liegt und längs der Spaltungsfugen in dieselben eindringt. Selbst bei 600-facher Vergrösserung ist noch keine Spur von krystallographischer Begrenzung an diesem Magnetitstaub zu erkennen.

Aehnliche Verhältnisse bieten die magnetitreichen Biotitschiefer resp. die biotitreichen Magneteisenerze, nur ist hier der ganze Aufbau viel gröber. Ein solches vertaubendes Erz von der Halde der Bergfreiheit, besteht aus verworren schuppigem, ölgrünem Biotit, der in unregelmässigen, wolkenartigen Partien mit Magneteisenerz wechsellagert. Die Magnetitschlieren enthalten reichlich Biotit eingestreut und führen auch ziemlich viel Körnchen von farblosem

Pyroxen, dagegen sind die Biotitschlieren vollständig frei von fremden Mineralien. Feine, wenige Mikromillimeter breite Streifen von reinem Biotit durchsetzen quer zur Schieferung die Magnetitschlieren. Ein anderes ebensolches aber erzärmeres Gestein zeigt neben den Magnetitschlieren feinkörnige, parallel der Schieferung gestreckte Zonen von compactem Pyroxen.

Wesentlich anders erscheint ein grosskörniges ganz ungeschiefertes Gestein von der Vulkangrube, das schon mit unbewaffnetem Auge seine Zusammensetzung aus Pyroxen, Magnetit und einer schwarzgrünen Masse (Serpentin) erkennen lässt. U. d. M. sieht man grosse Krystalle des farblos erscheinenden Augites, die meist vollkommen netzartig durchzogen sind von faseriger oder feinstengeliger secundärer Hornblende, welche namentlich in ihren Querschnitten deutlich hervortritt. Dazwischen liegen körnige Partien von Magneteisenerz und intensiv gelbgrüne Serpentinausscheidungen, die im polarisirten Licht unregelmässig blätterig erscheinen, und reichlich von feinstem Magnetitstaub getrübt sind.

Den selteneren Fall des Ueberganges aus einem Kalkstein in Erz zeigt der Dünnschliff einer Gesteinsprobe aus einem Abbau der 135-Lr.-Sohle. Die Erzpartien sind eng vergesellschaftet mit Pyroxen und Muskovit, und kleinere Lücken im körnigen Erze sind meist nicht durch den krystallinen Kalkstein, sondern durch diese Mineralien ausgefüllt. Hingegen treten die Silicate nur selten in grösseren Partien ohne Magneteisenerz auf. Erz wie Silicate greifen buchtenförmig in den krystallinen Kalkstein hinein und schieben sich besonders gern in den Fugen zwischen den Körnern desselben vor, indem sie diese vom Rande her verdrängen.

13. Kapitel.

Die Lagerungsverhältnisse der Erzformation.

Die Schmiedeberger Erzformation setzt sich also zusammen aus Amphiboliten, Glimmerschiefern, Chloritschiefern, Quarziten und Kalksteinen, welche meist reichlich Silicate führen, sowie aus Kalksilicatgesteinen und Magneteisenerzlagern.

Die Verbandsverhältnisse dieser einzelnen Gesteinskörper sind ausserordentlich complicirt, erstens weil die verschiedenen Gesteinsschichten von sehr geringer Mächtigkeit sind und in schnellem Wechsel aufeinander folgen, zweitens weil die Schichten sich im Streichen oft sehr schnell auskeilen, drittens weil das ganze Schichtensystem ausserordentlich stark gestört und zusammengefaltet ist, und endlich viertens weil verschiedene Gesteine einander vertreten und in einander übergehen können (z. B. Kalksteine und Kalksilicatfelse, Magneteisenerze und Biotitschiefer).

Durch diese verschiedenen Verhältnisse kommt es, dass die Lager keineswegs gleichmässige tafelförmige Schichtkörper bilden, sondern dass sie sich bald gewaltig auftreiben, bald stark verdrücken, dass sie ihre Streich- und Fallrichtung fortgesetzt ändern und sich bald eng an einander scharen, bald weit divergiren. Viel besser als eine Schilderung mit Worten vermag diese complicirten Verhältnisse eine von Herrn Bergverwalter SCHMIDT für die Grubendirection dargestellte Profilserie wiederzugeben. Dieselbe stellt eine Anzahl paralleler senkrechter Schnitte durch das sogen. VIII. Lager und seine Begleiter, das VI., VII. und IX. Lager dar, die in einer Horizontal-Entfernung von nur 10—15 m geführt sind. In der umstehenden Figur II sind diese Profile, die also eigentlich in parallelen Ebenen hintereinander liegen, in einer Ebene nebeneinander dargestellt. Sie illustriren vorzüglich, wie sich die Lager, namentlich kurz vor dem Auskeilen, manchmal mächtig aufblähen, wie sie sich gegenseitig ersetzen, indem eines sich in dem Maasse aufthut, wie das benachbarte sich auskeilt. Das VIII. Lager wird z. B. nach SW. immer schwächer und im Fallen kürzer, während das VII. gewaltig anschwillt, dann aber wieder durch das VI. verdrängt wird.

Die mittlere Mächtigkeit der bauwürdigen Partien beträgt etwa 2—3 m, es kommen aber auch Stellen von 5—7 m vor, wo dann statt des sonst üblichen Firstenbaues eine Art Querbaubetrieb zur Gewinnung der Erze angewendet werden muss. Im nördlichen Felde, auf der Sohle des oberen Stollns bildet das erste Lager sogar 4 Linsen, die stellenweise bis 10 m Mächtigkeit erreichen.

Gegen ihr Hangendes und Liegendes sind die Erzkörper zumeist scharf begrenzt und lösen sich gut von dem Nebengestein ab,

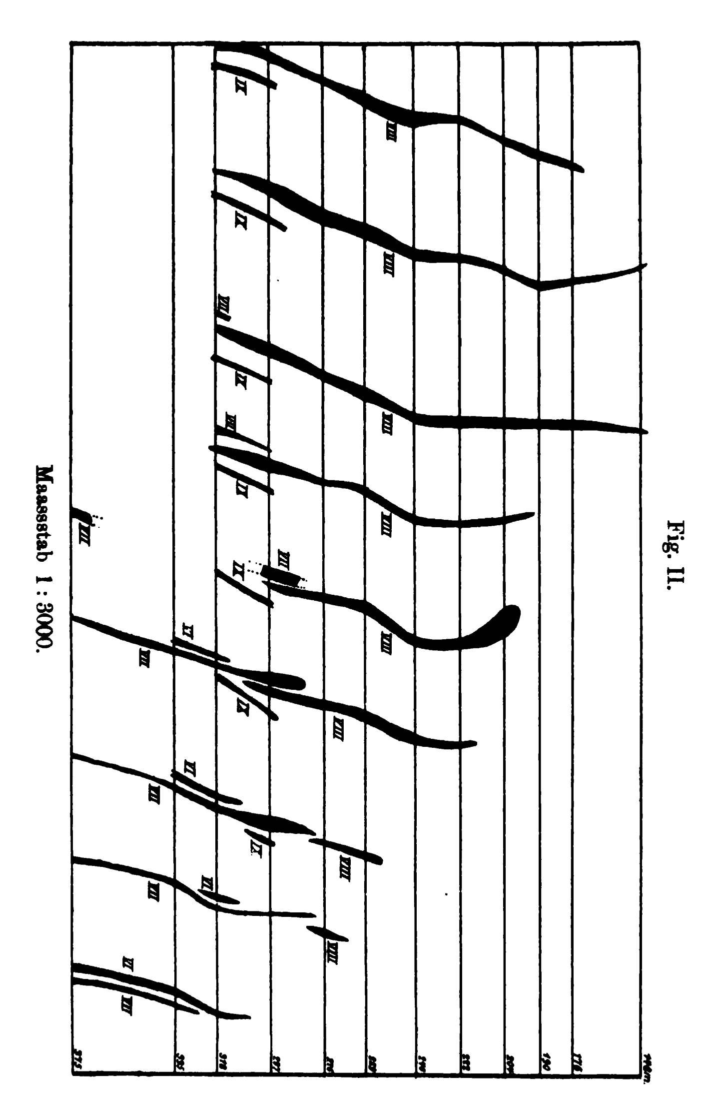


Fig. II.

nur ausnahmsweise findet es sich, dass das Erz hier ohne deutliche Grenzfläche in dasselbe übergeht oder, wie der Schmiedeberger Bergmann sagt, am Nebengestein angebrannt ist. In der Streich-

richtung findet indessen ein Uebergang in erzloses Gestein, eine Vertaubung, öfter statt.

Als Begleiter bevorzugt das Erz unzweifelhaft Kalk und Biotit- oder Hornblendeschiefer, und zwar meist so, dass es zwischen diese beiden Gesteinsvarietäten eingeschlossen ist. Das VII. Lager führt z. B. fast stets im Liegenden schwarze biotitführende Hornblendeschiefer, im Hangenden einen Kalk, der durch Einstäubung von Erz und Silicaten gestreift erscheint. Abweichungen von dieser Gewohnheit sind indessen nicht selten; namentlich wird das Bild verändert, wenn granatreiche Silicatgesteine auftreten, weil diese sich gelegentlich zwischen Kalk und Erz einschieben.

Das VI. Lager zeigt z. B. zur Zeit im Gesenk (395 m unter Tage) das folgende Profil:

Kalk,
Glimmerschiefer,
Erz,
Kalk,
Granatfels,
Erz,
sog. Grünstein (Salit- und Epidotreicher Schiefer).

Gelegentlich legt sich in das Erz eine Kalklage ein, so dass z. B. auf der 105-Lr.-Sohle das VII. Lager ein Profil ergiebt:

sogen. Grünstein,
Erz,
Kalk,
Erz,
Kalk,

oder umgekehrt, es legt sich noch ein schmales Schieferblatt zwischen Erz und Kalk z. B. (VIII. Lager, 165-Lr.-Sohle)

Kalk,
Schieferlage,
Erz,
Schiefer.



Abgesehen von diesen Ausnahmen ist indessen die Lage des Erzes zwischen Kalk und Schiefer unzweifelhaft die häufigste.

Man unterscheidet im Ganzen bei der Bergfreiheitgrube zehn Erzlager und bezeichnet sie vom Hangenden nach dem Liegenden als I., II. u. s. f., doch sind dieselben niemals alle gleichzeitig entwickelt, sondern die hangenderen liegen mehr im NO., die liegenderen mehr im SW.

Zwischen den Erzlagern finden sich Kalksteine, Schiefer und Silikatgesteine in buntem Wechsel. Das hangendste Glied bildet meist ein starkes Kalksteinlager, welches bis 10 m Mächtigkeit erreicht. Die liegende Schichtengruppe führt viel Schiefer und ist arm an Erzen.

Die Erze der einzelnen Lager sind etwas von einander ver-

Fig. III.

Profil durch das VIII. Lager auf der 135-Lachter-Sohle.

a) Kalkstein, streifenweise mit Silikaten imprägnirt:
b) Magnetit, parallelepipedisch sich absondernd;
c) Hornblendeschiefer, splittrig, magnetithaltig:
d) Magnetit, feinkörnig, fast dicht;
e) Hornblendeschiefer.

schieden, da sie bald grobkörniger, bald feinkörniger, bald chloritärmer, bald chloritreicher sind, bald mehr würflig, bald mehr schiefrig beim Brechen sich absondern, so dass ein geübtes Auge den Erzstufen schon ungefähr ansehen kann, von welchem Lager sie stammen. Eine Gesetzmässigkeit, etwa ein Abnehmen des Chloritgehaltes oder der Korngrösse vom Hangenden zum Liegenden, wie man sie früher abzuleiten suchte, scheint jedoch nicht vorhanden zu sein. Sehr charakteristisch sind auch für manche Lager

gewisse Zwischenmittel oder eine Zusammensetzung aus petrographisch etwas verschiedenen Erzlagen, wie es z. B. das VIII. Lager im Gebiete der 135-Lr.-Sohle zeigt (Fig. III).

Ganz ähnlich, wie die oben angegebene Profilserie, würde auch eine Serie äquidistanter Horizontalschnitte durch das Gebiet sich ausnehmen. Nur würde vielleicht etwas weniger häufiges Auskeilen der Lager stattfinden, dagegen würden die Biegungen noch schärfer und öfter auftreten. Die Windungen der Erzlager auf Bergfreiheitgrube im Einzelnen zu beschreiben, würde hier zu weit führen. Es sei nur erwähnt, dass nach SW. zu die Lager aus der nordsüdlichen Streichrichtung langsam umbiegen in eine mehr ostwestliche, offenbar im Zusammenhang mit der weiter südlich auftretenden allgemeinen Schwenkung der Erzformation.

Fig. IV.

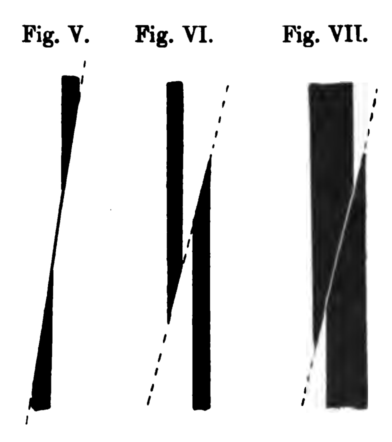


Einzelne Lager werfen sogar zuletzt einen rückläufigen Haken, wobei sie sich allerdings bald auskeilen. Die Fallrichtung wird dabei immer steiler und kippt zuletzt ins Gegentheil um, so dass keine steile Mulde entsteht, sondern die rückläufige Partie mit dem Hauptlagerzuge gleichsinnig fällt, wie die Fig. IV dies darstellt.

Ausser den mannigfachen Biegungen spielen im Gebiet der Bergfreiheitgrube auch Verwerfungen eine grosse Rolle. Beim Durchwandern der Grubenräume fallen sie allerdings zunächst wenig ins Auge, denn die Richtung der Dislocationsklüfte verläuft meist sehr spitzwinklig, oft sogar parallel zur Schichtung. Solche spitzwinklige Verwerfungen bilden bisweilen den Grund für ein scheinbares Auskeilen und sich wieder Aufthun der Lager, wie es so häufig auf allen Sohlen beobachtet wird. Die spitzwinklige Abschneidung des Erzkörpers erscheint als Auskeilung, der erzhaltige, wenige Centimeter mächtige Ausschram der Kluft, als

Fortsetzung des Erzhorizontes, und der Lagertheil jenseits der Verwerfung als neue Mächtigkeit des Lagers. (Fig. V). Auch das früher erwähnte Sichanlegen eines neuen Lagers im Hangenden oder Liegenden, wenn das alte sich auskeilt, ist vielleicht manchmal die Folge einer spitzwinkligen Verschiebung (Fig. VI). Endlich kann durch eine Dislocation unter spitzem Winkel zur Streichrichtung leicht der Umstand erklärt werden, dass die Lager häufig ins Hangende und Liegende kleine Spitzen aussenden, wie Fig. VII dies wohl genügend deutlich versinnbildlicht. Sicherlich die Folge complicirter Verwerfungserscheinungen ist eine Lagerungsform, welche auf der 145-Lr.-Sohle am südwestlichsten Punkt der Grube gefunden wurde. Hier bildet das Erz kleine plumpe Linsen von

Fig. V. Fig. VI. Fig. VII.



höchstens 3 oder 4 m streichender Länge und 1—2 m Mächtigkeit, die oft gegen das Nebengestein querschlägig begrenzt erscheinen, und in grösserer Zahl mit gleichem Streichen Seite an Seite im Kalkstein liegen. Eine starke mehrmalige Ueberschiebung, eine Art von Schuppenstructur, dürfte hier die einfachste Erklärung der Lagerung geben (Fig. VIII).

Die grossen Störungen, Biegungen und Dislocationen, werden im Felde der Bergfreiheitgrube im südlichen Theile mehr angetroffen als im nördlichen, und scheinen dabei einer Zone vom nördlichem Einfallen zu folgen, so dass sie sich dem mittleren Theile des Feldes mit zunehmender Teufe mehr und mehr nähern.

Eine ausgesprochene ziemlich querschlägige Verwerfung kennt man im nördlichen Gebiet in den oberen Sohlen. Hier folgt das sog. »Ort an der Kluft« eine Strecke weit einer deutlichen Quetschzone im Gestein, die mit kalkig glimmerigem Zermalmungsproduct erfüllt ist.

Von der ganzen Erzformation sind zur Zeit in grösserem Stile nur die Lager im Gebiete der Bergfreiheitgrube aufgeschlossen. Denselben dünnschichtigen Wechsel von Kalksteinen, Amphiboliten und Biotitschiefern, wie er in dieser Grube überall angetroffen wird, findet man aber auch in dem Hohlweg, welcher vom alten Kalkofen nach dem Jockelwasserthal hinüberführt. Sicher steht es ferner fest, dass auch im Gebiet der auflässigen Vulkangrube

Fig. VIII.



die Lagerungsverhältnisse sich von denen der Bergfreiheit nur wenig unterscheiden. Es giebt hier nach den alten Grubenrissen ein einziges Lager. Dasselbe hat bei grosser Mächtigkeit ein kurzes Streichen und sehr unregelmässige Form. Neben Schichtenbiegungen tragen auch hier mannigfache Verwerfungen zu der eigenthümlichen Form der Lagerung bei, wie man schon an den vielen Rutschflächen sehen kann, die fast keinem der Gesteinsstücke fehlen, welche man von der Halde dieser Grube aufliest. Auch über den Charakter der Erzformation zwischen Bergfreiheit und Vulkangrube, also dicht westlich vom Eglitzbach, haben wir einige Kenntniss. Hier wurde durch den alten Marthastolln ehedem die erzführende Zone durchquert. Wie ein altes, im Besitz der Berg-

freiheitgrube befindliches Profil lehrt, zeigte sich hier im Liegenden eine mächtige Zone von Kalk, im Hangenden eine solche von Hornblendeschiefer. Dazwischen traten 2 kleine Erzlager auf mit einem Zwischenmittel von unreinem, hornblendehaltigem Magnetit.

14. Kapitel.

Die sulfidischen Erze.

Schon bei Besprechung der Magneteisenerze wurde erwähnt, dass dieselben oft durch Kiese verunreinigt sind. Schwefelmetalle treten jedoch nicht nur in den Eisenerzen auf, sondern sie sind ebenso verbreitet in den Kalksteinen, Amphiboliten und allen anderen Gliedern der Erzformation. Diese grosse Verbreitung in allen möglichen Gesteinen giebt dem Vorkommen der Kiese eine gewisse Selbstständigkeit, und es erscheint daher berechtigt, diese Mineralien gesondert von den einzelnen Gesteinsarten, in denen sie auftreten, zusammenfassend zu besprechen.

Man findet bei Schmiedeberg weitaus überwiegend Schwefelkies und Magnetkies. Arsenkies und Kupferkies spielen nur eine untergeordnete Rolle. Seiner Entstehung nach ist der Kies in den meisten Fällen zweifellos die jüngste unter den Mineralbildungen, wahrscheinlich ist dies sogar immer der Fall. Er findet sich in Adern oder Nestern, die theils unregelmässig in das Gestein eingesprengt sind, theils der Schieferung desselben folgen, und dann plumpe Linsen oder zarte Schmitzen bilden. Sehr oft ist er mit Calcit vergesellschaftet, und zwar stets mit jenem grosskrystallinen, bisweilen röthlich braun gefärbten, welcher schon bei Besprechung der Verunreinigungen des Erzes durch krystallinen Kalkstein unterschieden wurde. Dieser Kalkspath tritt besonders dann auf, wenn der Kies in grösseren Adern das Gestein durchsetzt, und ist offenbar entstanden durch eine Auslaugung und Wiederabsetzung des Kalkgehaltes, der in den meisten Nebengesteinen enthalten ist.

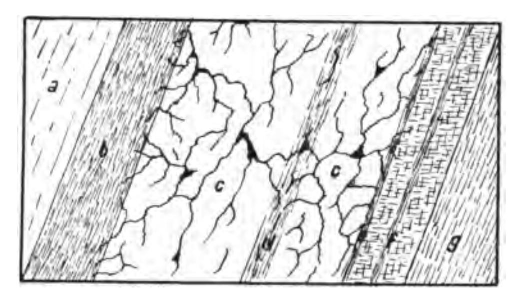
Ausserordentlich charakteristisch für das ganze Vorkommen der Kiese ist das in Fig. IX gegebene schematische Profil aus einem Querschlag zwischen dem VIII. und IX. Lager auf der 165-Lr.-Sohle, an welchem man deutlich sieht, wie die Sulfide das grob-

körnige Granatchloritgestein in unregelmässigen Adern durchziehen, und sich beiderseits ein Stück im anstossenden Magnetitlager fortsetzen. Auch an Handstücken auf der Halde kann man oft das aderförmige Vorkommen der Kiese, ihr Auftreten mit Calcit und ihr Eindringen als kleine Trümer ins Nebengestein beobachten.

Viel seltener als Kiesadern sind scharfe, einzelne Krystalle, meist allseitig ausgebildete Würfelchen, von Pyrit, welche etwas



Fig. IX.



Profil durch das VIII. und IX. Lager auf der 165-Lachter-Sohle.

a) Kalkstein;
b) Magnetit, etwas schiefrig (VIII. Lager);
c) Granat-Epidot-Gestein;
d) Unreiner Magnetit;
e) Biotitschiefer;
f) Magnetit mit schiefrigem Zwischenmittel (IX. Lager);
g) Kalkglimmerschiefer.
(Die schwarzen Adern sind Schwefel- oder Magnetkies.)

gleichmässiger in gewisse Gesteinsvarietäten, namentlich Schiefer, eingestreut liegen. In den feinkörnigen Pyroxengesteinen ist das Auftreten kleiner, bis 2 mm messender Pyritwürfelchen ganz gewöhnlich; im Hangendschiefer des IX. Lagers auf der 165-Lr.-Sohle wurden sogar Pyritwürfel von 4 cm Kantenlänge gefunden, und mit dem alten sog. Oberstolln wurde nahe der Granitgrenze ein grüner zersetzter Schiefer in der Erzformation angefahren, welcher so stark mit Kies und besonders mit Kupferkies imprägnirt war, dass man vorübergehend versucht hat, denselben abzubauen.

Auch mikroskopisch sind die Kiese in den Gesteinen sehr verbreitet und legen ebenfalls überall Zeugniss von ihrer späten

Entstehung ab. Deutlich gangförmiges Vorkommen des Kieses mit scharfen Salbändern ist allerdings u. d. M. nur selten nachweisbar, und wurde nur an einem der vesuvianhaltigen Gesteine erkennbar. Der Grund hierfür liegt in der starken metasomatischen Beeinflussung, welche die Sulfide überall auf die benachbarten Mineralien ausübten, und welche uns in allen Präparaten, in denen überhaupt Kies gefunden wurde, entgegentritt.

Die allerhäufigste Verdrängungserscheinung ist die, dass der Kies sich zunächst in die Fugen zwischen die einzelnen Pyroxenkörner hineinschiebt und weiterhin diese randlich zersetzt, so dass er wie ein engmaschiges Netz die einzelnen Körner umzieht. Oefters kann man deutlich sehen, wie dieses Eindringen des Kieses von kleinen das Präparat durchziehenden Klüften aus stattgefunden hat, z. B. an einem grosskörnigen, Pyroxen führenden Gestein aus dem Liegenden des VIII. Lagers. Hier tritt eine deutliche, mikroskopisch kleine Ader im Gestein auf, welche die benachbarten Pyroxene durch seitlich abgehende Apophysen umschliesst, und an deren Füllung sich neben Kies auch Calcit in nicht unbeträchtlicher Menge betheiligt.

Auch die Hornblende der Amphibolite wird meist von den Kiesen bloss äusserlich umschlossen. Nur selten dringen die Sulfide parallel der Spaltung in die Hornblende hinein, wie es z. B. bei den geschwefelten Erzen der norwegischen Erzlager so häufig beschrieben worden ist. Desto allgemeiner tritt dieser Fall beim Biotit auf, der bisweilen förmlich aufgeblättert erscheint durch keilförmige Erzpartien, die sich zwischen seine Blättchen hineinschieben. In dem biotitreichen Amphibolit im Liegenden des VI. Lagers aus dem tiefsten Theile der Bergfreiheitgrube kann man an dieser Eigenheit schon im durchfallenden Lichte den Kies vom Magnetit leicht und mit Sicherheit unterscheiden.

Der Kies hat die umgebenden Pyroxene nicht nur weggeätzt, sondern bisweilen hat er auch deutlich eine Umsetzung derselben in Epidot eingeleitet. In den oben beschriebenen Präparaten mit netzförmig vertheiltem Kies ist oft zu beiden Seiten der grösseren Kiesadern der gesammte Pyroxen in einen intensiv gelblichgrünen Epidot umgewandelt. Noch viel deutlicher tritt dies in manchen

Präparaten von Pyroxen führendem Biotitschiefer auf. Der Kies bildet hier inmitten des Gesteines einzelne Körner, deren secundäre Entstehung vielleicht zweifelhaft sein könnte, wenn nicht die meisten derselben von einer gelblichgrünen Aureole von Epidot umzogen wären.

15. Kapitel.

Die sogenannten Riegel.

Eine der charakteristischsten Eigenheiten der Schmiedeberger Lagerstätten, welche selbst in den kürzesten Schilderungen derselben niemals unerwähnt bleibt, sind die mächtigen Gänge von grobkörnigem, pegmatitähnlichem Gestein, welche die Kalksteine, Amphibolite und Erzlager durchsetzen, und welche der Schmiedeberger Bergmann als Riegel zu bezeichnen pflegt.

Das Gestein derselben hat die Zusammensetzung eines Granites und besteht aus Quarz, Feldspath und Glimmer. Es unterscheidet sich aber in vielen wesentlichen Punkten von dem porphyrartigen Granit, zu dessen Ganggefolge es zweifellos gehört, ja selbst von den kleinen Aplit- und Pegmatitgängen, welche diesen letzteren und den ihn umgebenden Gneiss durchziehen. Vor allem fällt der ausserordentliche Reichthum an Feldspath auf bei ganz zurücktretendem, bisweilen sogar völlig fehlendem Glimmer, welcher sowohl Muskovit als Biotit sein kann. Mikroklin ist ausserordentlich selten, und Orthoklas tritt hinter dem Plagioklas manchmal sehr zurück. Der Quarz kommt in wechselnder Menge vor. Mikropegmatitische Verwachsung desselben mit Feldspath tritt nur in einigen kleinkörnigen, aplitähnlichen Modificationen auf.

Gewöhnlich sind die Riegel ausserordentlich grosskörnig, und zwar vor allem die weniger mächtigen. Die mächtigeren setzen sich meist aus einer feinkörnigen Mittelzone mit grosskörnigen Randzonen zusammen, wie wir dies schon an den Aplitgängen des porphyrartigen Granites kennen lernten. Besonders schön zeigt diesen Aufbau der gewaltige 2 m mächtige Riegel, welcher zur Zeit in dem Abbau auf dem VIII. Lager über der 175-Lr.-Sohle aufgeschlossen ist. Die hangende Randzone besteht hier aus weissen Orthoklasen von einer Kantenlänge der Spaltstücke

bis zu 4 cm, zwischen denen etwas Quarz und grünlicher, chloritisch zersetzter Glimmer ausgeschieden ist. Ganz ähnlich ist die liegende Randzone, welche noch weniger Quarz und etwas mehr Glimmer führt. Letzterer hat eine ausgesprochene Neigung durch Streckung seiner Tafeln nach einer Richtung mehr leistenförmige als tafelförmige Krystalle zu bilden. In beiden Randzonen wurde etwas violetter Flussspath beobachtet, meist als Ausfüllung kleiner Spältchen und Klüftchen, einmal auch als Einschluss in einem Feldspath, der dann in der Umgebung des Fluorites braungefärbt erscheint. Die mittlere Zone ist ein weisses feinkörniges Gestein, welches einem gewöhnlichen Quarzit ähnlich sieht.

U. d. M. erblickt man ein dicht gepacktes Gemenge von Plagioklas, Orthoklas und wenig Quarz. Die Orthoklase sind gedrängt voll Einschlüsse, die Plagioklase meist klar und einschlussfrei.

Ziemlich verbreitet sind grosse Apatite, deren Säulen jedoch meist in eine grössere Zahl kleiner Fragmente zersplittert sind. Eine gesetzmässige Verwachsung von Feldspath mit Quarz wurde hier nicht beobachtet.

Anders verhält sich in dieser Beziehung ein Riegelgestein vom sog. Ort an der Kluft, welches ein wesentlich grobkörnigeres Gemenge von fleischrothem Feldspath mit wenig Quarz und Glimmer darstellt. Hier ist mikropegmatitische Structur an einzelnen Stellen in sehr hohem Maasse entwickelt, und statt des Plagioklases waltet der Orthoklas entschieden vor.

Als extremster Typus finden sich Riegel, welche man kaum mehr als Pegmatite bezeichnen kann, sondern die man besser Feldspathgänge nennen möchte. Ein solches Feldspathband von 10—20 cm Mächtigkeit zieht sich einige Meter unter dem grossen Riegel auf der 175-Lr.-Sohle hin. Es besteht lediglich aus fleischrothem Orthoklas, der in grossen Individuen den ganzen Gang erfüllt.

Aus einem ähnlichen Riegel mag ein fleischrothes Feldspathgestein stammen, welches auf einer alten Halde der Bergfreiheitgrube gefunden wurde und durch die Theilnahme von Kalkspath an seinem Aufbau bemerkenswerth ist. Die Hauptmasse des Gesteines bildet u. d. M. ein grosskörniges Gemenge von Orthoklas,

Plagioklas, Quarz und sehr viel zerbrochenen plumpen Säulchen von Apatit. Stellenweise ist das Gestein wie durchtränkt von Calcit. An diesen Stellen tritt der Quarz stets in allseitig begrenzten hexagonalen Querschnitten mit schöner zonaler Anordnung schmutzigbrauner Einschlüsse auf. Man könnte daher den Kalkspath als Ausfüllung kleiner miarolitischer Hohlräume auffassen, welche das Gestein reichlich durchziehen; dass der Kalkspath aber z. Th. schon gleichzeitig mit den Quarzkrystallen ausgeschieden wurde, beweist ein sechseckiger Quarzquerschnitt, welcher in seinem Centrum einen grossen Einschluss von Calcit enthält.

Nicht unerwähnt darf es endlich bleiben, dass TRAUBE[1]) das Vorkommen von Titanitkrystallen in den Schmiedeberger Pegmatiten anführt.

Die Lagerungsform der Riegel ist eine ausserordentlich einfache. Genau unter einander parallel, durchziehen sie als ebene, nahezu horizontale Platten die vielfach gewundenen und gestauchten Schichten der Erzformation. Ihr Streichen ist NS. ihr Fallen 14^0-20^0 in Ost. Die Eintönigkeit der Lagerung wird nur unterbrochen durch Verwerfungen von einigen Metern Sprunghöhe, welche die Riegel sehr häufig durchsetzen. Auch hier erweist es sich, dass die meisten Verwerfungen parallel dem Schichtenstreichen verlaufen. Die plattenförmigen Pegmatitgänge werden daher in eine Anzahl linealartiger Streifen zerschnitten, deren Längsrichtung dem Streichen der steil aufgerichteten Schichten parallel geht. Innerhalb eines Erzlagers kann ein Riegel auf weite Strecken zu verfolgen sein, sowie man aber ein Stück ins Hangende oder Liegende des Erzes sich begiebt, ist er plötzlich von einer Verwerfung abgeschnitten.

Auf die Kalksteine und Schiefer, welche sie durchsetzen, haben die Riegel gar keine Wirkung ausgeübt. Weder makroskopisch noch mikroskopisch ist an den Kalksteinen, selbst wenn die Proben direct vom Contact entnommen sind, irgend welcher wesentliche Unterschied von den übrigen silicatführenden Kalken zu entdecken.

[1]) TRAUBE: Die Mineralien Schlesiens. S. 231.



Die Entstehung der Riegelgesteine muss unter diesen Umständen recht räthselhaft erscheinen. Einer Auffassung derselben als gewöhnliche Granitapophysen widerspricht ihr abweichender petrographischer Charakter. Wenn sie pneumatolytischer Entstehung wären, (wie man dies von vielen Pegmatitgängen annimmt, und was in unserem Falle auch durch das Vorkommen von violettem Flussspath etwas wahrscheinlich gemacht wird), so müsste man wohl eine grössere Einwirkung auf das Nebengestein erwarten. Dieser Entstehung, ebenso wie einer Auffassung als einfache hydatogene Quarzfeldspathgänge widerspricht aber ferner die horizontale Lagerung, denn es ist undenkbar, dass horizontale Spalten von 2 m Mächtigkeit längere Zeit offen gestanden und sich erst allmählich mit Material gefüllt haben. Am wahrscheinlichsten ist daher immer noch eine flüssige Injection der Gesteinsmasse als eruptive Nachwirkung der Entstehung des porphyrartigen Granites.

16. Kapitel.

Die Entstehung der Gesteine in der weiteren Umgebung der Erzlager.

Auf Grund der geologischen Verhältnisse, die uns die Schmiedeberger Lagerstätten zur Zeit darbieten, und die in den vorhergehenden Kapiteln auseinandergesetzt sind, können wir versuchen, die Frage nach der Genesis der Erze zu beantworten. Diese kann jedoch nur in Verbindung mit der Genesis der umliegenden Gesteine erörtert werden.

Es ist also unbedingt nöthig, dass wir uns zunächst die geologische Entstehung des ganzen umgebenden Gebirgstheiles reconstruiren, dann erst können wir aus der Zusammenstellung der chemischen und dynamischen Processe, welche stattgefunden haben, uns denjenigen oder diejenigen heraussuchen, die wahrscheinlich zur Herausbildung der Schmiedeberger Magnetitlager geführt haben.

Die Schmiedeberger Lagerstätten bilden, wie wir sahen, ein Glied der krystallinen Schieferformation. Von den verschiedenen Theorien, welche für die Entstehung krystalliner Gesteine der archäischen Formation aufgestellt worden sind, kann hier nur die-

jenige in Betracht gezogen werden, welche annimmt, dass dieselben früher Gesteine derselben oder ähnlicher Art waren, wie sie noch jetzt die jüngeren Formationen zusammensetzen, und dass sie ihren krystallinen Bau und ihre jetzige mineralische Zusammensetzung erst im Laufe langer geologischer Zeiträume erhalten haben. Jede andere Theorie muss für frühere Zeiten andere gesteinsbildende Processe annehmen und muss dadurch ihre Hypothesen auf Gebiete verlegen, in denen weder ein strenger Beweis noch eine endgiltige Widerlegung jemals möglich erscheint. Welcher Art die Processe waren, welche ursprüngliche Sedimente und Effusivgesteine in krystalline Schiefer umwandelten, ist im Einzelnen noch unbekannt. Wahrscheinlich ist in unserem Falle der Verticaldruck auflastender grosser Schichtencomplexe und die dadurch bedingte Versetzung der Gesteine in eine bedeutende geothermische Tiefenstufe ein Hauptfactor gewesen.

Wenn man die Gesetze der Umbildung nicht kennt, kann man auch nicht sagen, welcher Art von normalen Gesteinen die jetzigen Schieferbänke entsprechen. Man könnte jedoch in unserem Fall vermuthen, dass die Schichtenfolge von Amphiboliten, Biotitschiefern und Kalksteinen einst ein Complex von Diabasen, Diabastuffen und Kalken gewesen sei, von derselben oder von ähnlicher Art, wie wir sie als normale, nicht metamorphe Gesteinsgruppen im Palaeozoicum vielorts beobachten. Namentlich der grosskrystalline Amphibolit von der Halde der Bergfreiheit macht sowohl mikroskopisch als makroskopisch ganz den Eindruck eines umgewandelten Gesteines der Diabas- oder Gabbrogruppe. Die Glimmerschiefer, welche weiter nach SW. zu die Fortsetzung der Erzformation bilden, werden wohl gewöhnlichen thonigen Sedimenten ihre Entstehung verdanken, während sich an den amphibolitreichen Schichten der Hangendserie vielleicht wieder basische Effusivgesteine betheiligen.

Zwischen die archäischen Schichten hinein wurde später ein gewaltiger Laccolith eines schwach turmalinführenden Granites injicirt. Derselbe bildete jedoch nicht einen unregelmässigen compacten Stock, sondern theilte sich in seitliche Injectionen und Intrusivlager, etwa wie man dies an dem Laccolith der La Plata

Mountains in Colorado beobachtet hat. Hierdurch wurden jene zungenförmigen Partien von den archäischen Sedimenten losgetrennt, welche jetzt die Glimmerschiefer-Einlagerungen im gestreckten Granit ausmachen. Ob die Erzformation dabei als ein abgerissener Theil der Kalkformation aufzufassen ist, welche uns in den Schiefern am Molkenberge entgegentritt (cfr. Kap. 8), muss zum mindesten zweifelhaft erscheinen, denn diese Kalksteine sind entschieden weniger krystallin als die der Erzformation und weichen auch durch ihren dolomitischen Charakter von denselben ab. Auch die Amphibolite des Gruben-Distriktes haben mit denen vom Molkenberg wenig Aehnlichkeit.

Wann die Intrusion des Granites stattfand, lässt sich nicht mit Bestimmtheit sagen, wir sprachen früher die Vermuthung aus, dass sie schon vor oder während der Umwandlung der archäischen Schichten in krystalline Schiefer stattgefunden haben dürfte. Der Druck der auflastenden Complexe zwang den Granit bei seiner langsamen Erstarrung theilweise zu einer primären Parallelstructur, und bedingte dann weiterhin seinen Uebergang in ein gleichmässig gestrecktes, gneissartiges Gestein, welches jetzt ein concordantes Glied der archäischen Formation zu sein scheint.

Alle bisher erwähnten Vorgänge spielten sich in den ältesten geologischen Zeiten ab, aus denen uns in den Gesteinen keine organischen Reste überliefert sind, welche uns die Möglichkeit einer genauen Zeitbestimmung gewähren. In die 2. Hälfte der palaeozoischen Zeit fällt dann die Aufwölbung des Riesengebirges und aller mit ihm verwandten Mittelgebirge. Die gewaltigen Schichtenbiegungen, welche alle älteren Formationen damals ergriffen, brachten die heutige steile und complicirte Lagerung der Schmiedeberger krystallinen Schiefer hervor. Zugleich hob sich im Centrum des Gebirges der Centralgranit heraus. Als eruptive Nachwirkungen dieser Periode sind wohl die grossen pegmatitähnlichen Gänge oder Riegel aufzufassen, welche die Schichten durchsetzen. Da diese zweifellos jünger sind als die Erzlager, so kann die Entstehung der Riegel und jeder andere Process, der noch später die Gesteine beeinflusste, an der Genesis der Erze keinen Antheil mehr haben.

17. Kapitel.

Die Entstehung der Erzlager.

Aus vorstehender Zusammenfassung können wir fünf Möglichkeiten für die Genesis der Schmiedeberger Erzlager annehmen:

1. Die Erze können als solche ein normales, durch Sedimentation entstandenes Glied der krystallinen Schiefergruppe sein.
2. Die Erzlager können bei der Umbildung der archäischen Gesteine in krystalline Schiefer (bei der Regionalmetamorphose) entstanden sein oder ihre jetzige Natur erlangt haben.
3. Die Erze können ein Contactproduct des älteren, archäischen Granites sein.
4. Die Erzlager können ihre Entstehung den dynamometamorphen Vorgängen verdanken, welche die Zusammenfaltung der Gesteine höchst wahrscheinlich begleiteten.
5. Die Erze können ein Contactproduct des jüngeren porphyrartigen Granites sein.

Ausgeschlossen ist wohl von vornherein ein 6. Fall, nämlich der, dass die Erze eruptiver oder hydrothermaler, gangartiger Entstehung sind.

Der erste Fall, dass die Magneteisenerze direct als echtes Sediment in archäischer Zeit entstanden sind, ist schon deshalb sehr unwahrscheinlich, weil wir in jüngeren Schichten kein Beispiel des Absatzes compacter Magneteisenerze aus dem Wasser kennen. Wir können nur annehmen, dass sich früher Spatheisenstein oder Brauneisenstein oder ein anderes Eisenerz absetzte, und müssen dann erst nach dem Process suchen, welcher diese Erze in Magnetit verwandelte.

Ganz anders steht es mit der Möglichkeit einer regionalmetamorphen Entstehung. Die Schmiedeberger Lager zeigen eine frappante Aehnlichkeit mit gewissen schwedischen Magneteisenerz-

lagerstätten, die als echte Glieder der krystallinen Schieferformation aus irgendwelchen eisenhaltigen Sedimenten dort hervorgegangen sein mögen.

Diese Aehnlichkeit ist auch der Grund dafür, dass das Schmiedeberger Magneteisenerz-Vorkommen bisher von den meisten Forschern den schwedischen Lagerstätten angegliedert wurde. Auch R. Beck [1]) theilt in seiner Erzlagerstätten-Lehre diese Anschauung, weist aber darauf hin, dass unsere Kenntniss dieser Erzschätze noch zu mangelhaft sei, um ein definitives Urtheil über die systematische Stellung Schmiedebergs zu fällen.

In der That sind die grobkörnigen Kalksilicatgesteine ganz analog den sogen. Skarnen der schwedischen Magnetitlinsen, und die Schilderung, welche Törnebohm [2]) z. B. von gewissen Skarnen der Persberger Gruben giebt, könnte man ohne Weiteres auf die analogen Vorkommen von Schmiedeberg übertragen; die Worte lauten in deutscher Uebersetzung:

»Seiner Hauptmasse nach wird der Skarn im Allgemeinen von einem hellgrünen oder schwarzgrünen Amphibol- oder Pyroxenmineral gebildet. In gewissen Skarnlagern ist dieses Mineral dunkelgrüne, bisweilen strahlsteinartige Hornblende, und das Gestein hat dort gewöhnlich eine etwas schiefrige Structur, in anderen wieder ist es ein hellgrüner Pyroxen, dem Omphacit ähnlich ..... Ein anderes Mineral, welches als ein wesentlicher Bestandtheil in einem Theil der Skarnlager, und gerade in den wichtigsten, auftritt, ist Granat ...... ausser Granat enthält der Pyroxenskarn fast stets Epidot in grösserer oder geringerer Menge, sowie bisweilen auch etwas Kalkspath und Quarz.«

Aber dennoch erscheint die Aehnlichkeit äusserlich, und wenn wir in den Kalksteinen, allerdings meist nur mikroskopisch, Vesuvian, Spinell, Skapolith, Titanit und sogar Fluorit finden, so müssen wir uns doch wohl sagen, dass eine contactmetamorphe Entstehung wahrscheinlicher ist und dass die Aehnlichkeit mit Persberg nur ein neuer Beweis ist für die enge Verwandschaft, welche

[1]) Beck: Lehre von den Erzlagerstätten. Berlin 1901. S. 79.

[2]) Törnebohm: Geognostisk Beskrifning öfver Persbergets Grufvefällt. Stockholm 1875. S. 4.

contactmetamorphe und regionalmetamorphe Bildungen oft mit einander haben.

Für die Contactmetamorphose spricht ferner die unmittelbare Nähe des porphyrartigen Granites, an welche das Vorkommen der Erze gebunden scheint, und das Vorkommen von Andalusit in den nahegelegenen Gneissen am Wochenbett. Weiter kann auch die grosse Aehnlichkeit der kleinkörnigen, titanitführenden Pyroxengesteine mit den contactmetamorphen Kalken an der Weesensteiner Papierfabrik (siehe Kapitel 11) als ein Argument für diese Art Genesis angeführt werden.

Es könnte nun, wie wir aus dem Vorstehenden sahen, eine Contactwirkung des archäischen, oder des porphyrartigen, carbonischen Granites vorliegen. Ersteres muss jedoch als durchaus unwahrscheinlich bezeichnet werden, denn die Contactproducte müssten dann eine nachträgliche Regionalmetamorphose erlitten haben und Mineralien, wie Vesuvian und Skapolith würden voraussichtlich dabei nicht als solche erhalten geblieben sein, sondern sich in andere, haltbarere Silikate umgewandelt haben (Biotit, Granat u. s. w.), wie wir sie bei der Regionalmetamorphose meist entstehen sehen. Vor Allem aber müssten dann dieselben Contactwirkungen auch an den Kalklinsen vom Pass nachweisbar sein, wo jedoch ausser einer geringen Epidotisirung keinerlei charakteristische Neubildung zu entdecken ist.

Eine dynamometamorphe Entstehung der jetzigen Natur der Erzlager ist schon desshalb unwahrscheinlich, weil man eine derartige Entstehung von Eisenerzen bisher noch nicht kennt, wenn man etwa von dem gänzlich abweichenden Vorkommen an der Windgälle absieht, wo Eisensilicatoolithe durch Zusammenpressen zu Eisenglimmerschiefern geworden sind. Auch eine Abhängigkeit des Eisenreichthumes der Lager von der Intensität der Faltung ist nirgends nachzuweisen, während die dynamometamorphe Entstehung eine solche fordern würde.

Die Contactmetamorphose kann auf zweierlei Art zur Herausbildung der Magnetitlager geführt haben. Es können sedimentäre Eisenerze in Magneteisenerz verwandelt worden sein, oder es kann durch einen hydrochemischen Austausch der Eisengehalt der

Amphibolite sich in den Kalksteinen angesiedelt und concentrirt haben.

Bei einer Umwandlung von früheren echt sedimentären Lagern müssen in erster Linie Spatheisensteinlager in Betracht gezogen werden, denn vorwiegend diese und in viel geringerem Masse die Eisenoxydsedimente gehen, wie Vogt[1]) gezeigt hat, bei Regional- oder Contactmetamorphose in Magnetit über. Das Zusammenvorkommen mit Kalksteinen erklärt sich dann sehr leicht. Die silicatführenden Kalksteine entsprechen thonig-sandigen Kalken, die Kalksilicatgesteine können kalkige Thongesteine oder Sandsteine gewesen sein. Völlig unerklärt bleibt indessen hier das häufige Auftreten der Erze an der Grenze von Kalk und Amphibolit, sowie vor Allem die Vertaubung der Magneteisenerzlager durch Aufnahme von dunkelgrünem Biotit oder Chlorit.

Diese letzteren beiden Eigenheiten werden uns aber sofort leicht verständlich, wenn wir annehmen, dass die chemischen Processe denen ähnlich waren, welche wir vielen Ortes beobachten, wo Diabase mit Kalk in Berührung treten. Hierbei ist nämlich oft eine Auslaugung des Eisengehaltes und eines Theiles der Kieselsäure aus den Diabasen eingetreten, und es haben sich oxydische Eisenerze und Kalksilicate neu gebildet.

Schon Gürich hat in seinem Führer durch das Riesengebirge[2]) auf die Aehnlichkeit der Schmiedeberger Lager mit solchen Begleitern der diabasischen Eruptivmassen hingewiesen, wobei in unserem Fall an die Stelle der Diabase und Diabastuffe die Amphibolite und Biotitschiefer getreten wären. Einen solchen Austausch zwischen Kalksteinen und Diabastuffen unter Wirkung der Contactmetamorphose hält auch Prof. Dr. Beck[3]) bei der Entstehung der Erzlagerstätten von Berggiesshübel für möglich.

Es scheint daher auch für unseren Fall berechtigt anzunehmen, dass vielleicht nur zum geringen Theil schon vor dem Durchbruch

[1]) Vogt: Die Eisenerzlager von Dunderlandsthal. Zeitschr. f. pract. Geol. 1895, S. 37.

[2]) l. c. S. 22.

[3]) Beck: Erläuterungen z. geol. Specialkarte v. Sachsen. Sect. Berggiesshübel S. 60.





des porphyrartigen Granites eigentliche Eisenerze vorhanden waren, dass vielmehr, angeregt von Contactwirkungen, durch eine Auswanderung der Kieselsäure aus den Amphiboliten und Biotitschiefern in den Kalkstein der Eisengehalt der ersteren sich concentrirte und zur Herausbildung von Magnetitlagern führte, welche dann natürlich von Chlorit und Biotit verunreinigt sind, und durch Ueberhandnehmen dieser Silicate in Biotitschiefer und verwandte Gesteine übergehen.

18. Kapitel.

Die geologischen Veränderungen nach der Bildung der Erze.

Zum Schluss mögen noch kurz diejenigen geologischen Vorgänge erwähnt werden, welche nach der Herausbildung der Erzlagerstätten sich ereignet haben.

Wir hatten gesehen, dass die Riegel, die wahrscheinlich als eine Nachwirkung der Graniteruption aufzufassen sind, bereits jünger sind als die Erzlager. Ebenfalls eine Nachwirkung der Graniteruption, allerdings eine viel spätere, hydrothermale, könnte die Entstehung des kleinen Erzganges sein, welcher in der Nähe von Arnsberg aufsetzt und in der Grube Redens Glück früher abgebaut wurde. Ferner dürfte der schmale Flussspathgang, der auch Molybdänglanz führte, und der weiter oben am Gehänge des Molkenberges aufsetzt, hierher gehören. Vielleicht sind auch die Kiese, welche auf der Bergfreiheitgrube sämmtliche Gesteine in feiner Vertheilung meist als Aederchen durchsetzen, gleichzeitig mit den Arnsberger Erzgängen entstanden, sicher ist, dass sie jünger sind als die Magneteisenerze und die mit demselben zugleich entstandenen Kalksilicate.

Bald nach der Eruption des Centralgranites mag die Denudation und Abhobelung des alten Gebirgsmassives begonnen haben. Sie hat die ganze mesozoische Periode über fortgedauert, ohne dass irgend welche tiefgreifenden Vorgänge das einmal entstandene Bild der Schichtenlagerung verändert haben.

Erst in der Tertiärzeit hat die Entstehung der grossen

Bruchlinien den riesengebirgischen Schichtenbau wieder bedeutend beeinflusst. Aus dieser Zeit der Dislocationen stammen gewiss die vielen kleineren Verwerfungen, welche das Schmiedeberger Erzgebiet durchsetzen.

Nicht allzulange nach dem Hauptacte dieser Bewegung begann die Eiszeit, und der grösste Theil von Europa bedeckte sich mit Inlandeis. In unserem Gebiet haben diese grossen Ereignisse jedoch wenig Spuren hinterlassen. Die nordische Eisdecke mag sich nicht bis in den Winkel zwischen dem Landeshuter und dem Schmiedeberger Kamm hinein erstreckt haben, und die Wirkungen der eigenen Gletscher, die dem Gebirge damals gewiss nicht fehlten, sind durch die Bewegungen des Gehängeschuttes an den steilen Abhängen völlig wieder zerstört worden.

Während der Tertiärzeit und des Diluviums nahm natürlich die Einebnung des Gebirges weiter ihren langsamen Fortgang. Dass in nicht allzufrüher Zeit noch die landschaftlichen Verhältnisse wesentlich andere gewesen sind, beweist der Umstand, dass in einer ganz unbedeutenden Thalmulde, die sich vom Leuschnerberg nach Dittersbach hinab erstreckt, auffällig viele und grosse Blöcke eines Granites liegen, wie er sonst nur jenseits des Kammes angetroffen wird.

Wahrscheinlich hat sich hier, als der Landeshuter Kamm noch wesentlich höher war, ein grösseres, wasserreiches Thal nach der Gegend von Dittersbach hinab erstreckt.

Von der Abtragung sind natürlich auch die Erzlager betroffen worden und haben an ihrem Ausstrich unter der Einwirkung der Atmosphärilien, einen besonderen Charakter, eine »Hutbildung« angenommen. Dies mag es erklären, dass in älteren Schriften unter den Schmiedeberger Erzen auch Rotheisenerz erwähnt wird, welches bekanntlich das Oxydationsproduct des Magnetits an der Erdoberfläche darstellt.

Auch Azurit und Malachit, welche Traube[1]) unter den Schmiedeberger Mineralien erwähnt, können nur am Ausgehenden einer mit Kupferkies imprägnirten Gesteinsschicht sich gefunden haben.

---

[1]) l. c. S. 25 u. 140.

Heutzutage sind die Ausstriche der Erzlager nicht mehr zu sehen. Theils sind sie abgebaut, theils sind sie bei dem Absturz der uralten Weitungsbaue in die Tiefe gebrochen. Bei diesen Einstürzen, die mehrfach sehr bedeutenden Schaden anrichteten, sind auch die benachbarten Gesteine oft nachgesunken, kleine Bergrutschungen haben sich gebildet, und der Ausstrich der Erzformation erscheint stellenweise nur als ein wüstes Chaos von Halden und Einsturztrichtern.

So hat hier die menschliche Thätigkeit die jüngsten Veränderungen in der Lagerung der Schichten verursacht und bildet, wie so oft, den letzten bescheidenen Abschluss des geologischen Bildes, dass sich vor unseren Augen entrollt.



Lebenslauf.

Der Unterzeichnete wurde am 13. August 1876 zu Dresden geboren und ist evang.-luth. Confession. Die Gymnasialbildung erhielt er in seiner Vaterstadt anfänglich auf dem Gymnasium zum heiligen Kreuz, später auf dem Annenrealgymnasium, an welch' letzterer Anstalt er Ostern 1896 sein Abiturientenexamen absolvirte. Darauf bezog er die Bergakademie zu Freiberg, an welcher er 9 Semester studirte und im Herbst 1901 das Diplom als Bergingenieur erwarb. Nachdem er ein Jahr an der Akademie als Assistent von Herrn Prof. Dr. Beck thätig gewesen war, wurde er zu Michaelis 1901 an der Universität Leipzig immatrikulirt.

Während der ganzen Zeit seiner Studien hörte er Vorlesungen der Herren Professoren: Winkler, Weisbach, Ledebur, Erhard, Papperitz, Undeutsch, Treptow, Schertel, Böhme, Beck, Kolbeck, Uhlich, Roch, Birkner, Lehmann. — Zirkel, Credner, Wiener, Beckmann, v. Oettingen, Marshall, Reinisch.

Georg Ernst Wilhelm Berg.




TN405
G4B4
130942




TN405
G4B4
130942


Google

